

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

**Přírodovědecká fakulta**

Katedra aplikované geoinformatiky a kartografie

**ANALÝZA A SROVNÁNÍ METOD ODHADU  
BIOFYZIKÁLNÍCH PARAMETRŮ Z DAT DPZ**

**ANALYSIS AND COMPARISON OF METHODS FOR ESTIMATION  
OF LAND SURFACE BIOPHYSICAL VARIABLES FROM REMOTE  
SENSING DATA**

Diplomová práce

Bc. Tomáš Bartaloš

srpen 2008

Vedoucí diplomové práce: Ing. M. Potůčková, Ph.D.

Prohlašuji, že jsem svou diplomovou práci vypracoval samostatně a použil jsem pouze podklady uvedené v seznamu literatury.

Souhlasím se zapůjčováním této práce pro studijní účely.

Použití výsledků, získaných v této práci, je možné pouze po písemném souhlasu Univerzity Karlovy v Praze.

V Praze dne 21.8.2008

Bc. Tomáš Bartaloš

### **Poděkování**

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucí mé práce Ing. Markétě Potůčkové, Ph.D. za věnovaný čas, cenné rady a připomínky.

Dále bych rád poděkoval firmě GISAT, s.r.o za poskytnutá data.

# **Analýza a srovnání metod odhadu biofyzikálních parametrů z dat DPZ**

## **Abstrakt**

Práce se zaměřuje na využití prostředků DPZ pro odhad biofyzikálních parametrů vstupujících do složitějších modelů, které umožňují lepší pochopení vegetačních, klimatických a hydrologických procesů. Evapotranspirace (ET), tedy celkový výpar z půdy a vegetace, úzce souvisí s procesy výměny energie a hmoty mezi povrchem a atmosférou. V úvodu je uveden stručný přehled tradičních metod stanovení evapotranspirace. Následně je provedena analýza modelů, které umožňují stanovení odhadů aktuální evapotranspirace z dat DPZ. Na základě této analýzy je navržen postup stanovení evapotranspirace pro území ČR s použitím modifikovaného algoritmu S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index), založeném na modelování energetických toků na povrchu. Použity byly snímky z družice TERRA/MODIS. Výsledky jsou porovnány s potenciální ET ( $ET_p$ ) stanovené z výpočtu pomocí metody Penman-Monteith. Použitý model stanovil přijatelné hodnoty ET pro nížinné oblasti a byly navrženy změny modelu, pomocí kterých by bylo možné dosáhnout lepších odhadů pro celé území.

**Klíčová slova:** evapotranspirace, dálkový průzkum Země, energetická bilance povrchu, algoritmus S-SEBI

# **Analysis and comparison of methods for estimation of land surface biophysical variables from remote sensing data**

## **Abstract**

Presented work concentrates on the methods for estimation of biophysical parameters used for complex models, which improve our understanding of different vegetation, climatic and hydrological processes. Evapotranspiration (evaporation from the soil and transpiration from the plants) is closely related to the processes of heat and mass transfer between surface and atmosphere. First the overview of the traditional estimation methods for evapotranspiration is presented. Afterward, an analysis of available methods for estimation of evapotranspiration from remote sensing data was performed. Based on this analysis, a method of modified S-SEBI algorithm (Simplified Surface Energy Balance Index), which estimates the surface energy fluxes, is used for estimation of latent heat flux. TERRA/MODIS satellite data were used. Results are compared with computed values of potential ET ( $ET_p$ ) using Penman-Monteith method. Acceptable results were achieved for flat lands, however, more detailed alterations were suggested to improve the model to achieve better results for the whole region.

**Keywords:** evapotranspiration, remote sensing, energy balance, S-SEBI algorithm

## OBSAH

Přehled použitých zkratk.....	7
Přehled použitých symbolů.....	9
Seznam obrázků.....	10
Seznam tabulek.....	11
<b>1 ÚVOD.....</b>	<b>12</b>
<b>2 LITERÁRNÍ REŠERŠE.....</b>	<b>14</b>
<b>3 ÚVOD DO PROBLEMATIKY STANOVENÍ EVAPOTRANSPIRACE.....</b>	<b>16</b>
<b>3.1 Výpar a evapotranspirace.....</b>	<b>16</b>
3.1.1 Evaporace a transpirace.....	16
3.1.2 Vláhová a energetická bilance.....	17
3.1.3 Aktuální, potenciální a referenční evapotranspirace.....	18
3.1.4 Hlavní faktory ovlivňující evapotranspiraci.....	19
3.1.5 Hydrologické modelování.....	19
<b>3.2 Metody určení evapotranspirace.....</b>	<b>20</b>
3.2.1 Měření výparu a evapotranspirace.....	20
3.2.2 Metody výpočtu ET.....	21
<b>3.3 Měření evapotranspirace v ČR (v rámci ČHMÚ).....</b>	<b>23</b>
<b>4 METODY STANOVENÍ ODHADŮ EVAPOTRANSPIRACE POMOCÍ DPZ.....</b>	<b>25</b>
<b>4.1 Energetická bilance povrchu a ET.....</b>	<b>26</b>
4.1.1 Rovnice energetické bilance.....	26
4.1.2 Radiační bilance na povrchu.....	27
4.1.3 Tok tepla v půdě ( $G$ ).....	28
4.1.4 Turbulentní tok tepla ( $H$ ).....	28
4.1.5 Latentní tok tepla ( $\lambda E$ ).....	29
<b>4.2 Základní přístupy ke stanovení ET.....</b>	<b>29</b>
4.2.1 Přímé (zjednodušené) empirické metody.....	30
4.2.2 Metody založené na vegetačních indexech.....	30
4.2.3 Reziduální metody.....	31

4.2.4 Deterministické metody.....	33
<b>4.3 Biofyzikální parametry.....</b>	<b>33</b>
4.3.1 Vegetační indexy.....	34
4.3.2 Další biofyzikální parametry.....	35
<b>4.4 Zdroje dat.....</b>	<b>35</b>
4.4.1 Data s nízkým a středním rozlišením.....	36
4.4.2 Data s vysokým rozlišením.....	36
<b>4.5 Analýza a srovnání metod DPZ.....</b>	<b>37</b>
4.5.1 Základní kritéria pro volbu algoritmu.....	37
4.5.2 Analýza algoritmů.....	38
4.5.3 S-SEBI.....	39
<b>5 STANOVENÍ ODHADŮ ET PRO ÚZEMÍ ČR.....</b>	<b>43</b>
<b>5.1 Předzpracování dat.....</b>	<b>44</b>
5.1.1 Data MODIS.....	44
5.1.2 Doplnková data.....	48
<b>5.2 Výpočet odhadů ET.....</b>	<b>48</b>
5.2.1 Určení $H_{max}$ , $\lambda E_{max}$ .....	48
5.2.2 Určení radiační bilance $R_n$ .....	49
5.2.3 Stanovení toku tepla v půdě.....	50
5.2.4 Turbulentní a latentní tok tepla.....	51
<b>5.3 Výsledky a vyhodnocení.....</b>	<b>51</b>
5.3.1 Kvalita družicových snímků MODIS.....	52
5.3.2 Stanovení regresních koeficientů S-SEBI.....	53
5.3.3 Temporální a prostorové charakteristiky $ET_a$ .....	55
5.3.4 Potenciální ET ve sledovaném období.....	55
<b>6 DISKUZE A ZÁVĚR.....</b>	<b>59</b>
<b>Seznam zdrojů informací.....</b>	<b>62</b>
<b>Seznam příloh.....</b>	<b>67</b>

## PŘEHLED POUŽITÝCH ZKRATEK

<b>ASTER</b>	Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer
<b>AVHRR</b>	Advanced Very High Resolution Radiometer
<b>ČHMÚ</b>	Český hydrometeorologický ústav
<b>DPZ</b>	dálkový průzkum Země
<b>DMT</b>	digitální model terénu
<b>EOS</b>	Earth Observing System
<b>ESA</b>	The European Space Agency
<b>ET</b>	evapotranspirace
<b>FAO</b>	Food and Agriculture Organization (of the United Nations)
<b>HDF-EOS</b>	Hierarchical Data Format – Earth Observing System
<b>IR</b>	Infra Red ( <i>infračervený, IČ</i> )
<b>LAI</b>	Leaf Area Index ( <i>index listové plochy</i> )
<b>LP DAAC</b>	Land Processes Distributed Active Archive Center
<b>MODIS</b>	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
<b>MRT</b>	Modis Reprojection Tool
<b>MRT Swath</b>	Modis Swath Reprojection Tool
<b>MSG</b>	Meteosat Second Generation
<b>NASA</b>	National Aeronautics and Space Administration
<b>NDVI</b>	Normalized Differential Vegetation Index ( <i>Normovaný rozdílový vegetační index</i> )
<b>NOAA</b>	National Oceanic and Atmospheric Administration
<b>RGB</b>	Red-Green-Blue
<b>SAVI</b>	Soil Adjusted Vegetation Index
<b>SEBAL</b>	Surface Energy Balance Algorithm for Land
<b>SEVIRI</b>	Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager
<b>SSD</b>	Stress Degree Day
<b>S-SEBI</b>	Simplified Surface Energy Balance Index

<b>TSEB</b>	Two-Source Energy Balance Model
<b>VI</b>	Vegetační index
<b>WDWI</b>	Weighted difference vegetation index ( <i>Vážený rozdílový vegetační index</i> )



## PŘEHLED POUŽITÝCH SYMBOLŮ

$C_{di}$	poměr denní a aktuální radiační bilance	[-]	(ratio of $R_{n24}$ , $R_n$ )
$\varepsilon_a$	emisivita atmosféry	[-]	(emissivity of the atmosphere)
$\varepsilon_s$	emisivita povrchu	[-]	(surface emissivity)
$ET_a$	evapotranspirace aktuální	[mm.h <sup>-1</sup> ]	(actual evapotranspiration)
$ET_p$	evapotranspirace potenciální	[mm.h <sup>-1</sup> ]	(potential evapotranspiration)
$ET_{ref}, (ET_0)$	evapotranspirace referenční	[mm.h <sup>-1</sup> ]	(reference evapotranspiration)
$ET_{24}$	denní hodnota evapotranspirace	[mm.den <sup>-1</sup> ]	(daily evapotranspiration)
$G$	tok tepla v půdě	[W.m <sup>-2</sup> ]	(soil heat flux)
$H$	turbulentní tok tepla	[W.m <sup>-2</sup> ]	(sensible heat flux)
$k_c$	koeficient plodiny	[-]	(crop coefficient)
$k_s$	koeficient vodního stresu	[-]	(water stress coefficient)
$\lambda$	měrné teplo výparu	[MJ.kg <sup>-1</sup> ]	(latent heat of vaporization)
$\lambda E$	latentní tok tepla	[W.m <sup>-2</sup> ]	(latent heat flux)
$r_0$	širokopásmové albedo	[-]	(broadband albedo)
$r_a$	aerodynamický odpor	[s.m <sup>-1</sup> ]	(aerodynamic resistance)
$R_l$	emitované dlouhovlnné záření	[W.m <sup>-2</sup> ]	(outgoing longwave radiation)
$r_s$	povrchový odpor	[s.m <sup>-1</sup> ]	(surface resistance)
$R_s$	dopadající krátkovlnné záření	[W.m <sup>-2</sup> ]	(incoming shortwave radiation)
$R_n$	radiační bilance	[W.m <sup>-2</sup> ]	(net radiation)
$R_{n24}$	denní hodnota radiační bilance	[W.m <sup>-2</sup> ]	(daily net radiation)
$S_0$	solární konstanta	[W.m <sup>-2</sup> ]	(solar constant)
$T_a$	teplota vzduchu	[K]	(air temperature)
$T_s$	teplota povrchu	[K]	(surface temperature)
$\tau_{sw}$	propustnost atmosféry	[-]	(transmissivity)

## SEZNAM OBRÁZKŮ

<b>Obr. č. 1:</b> Hlavní fáze zpracování DP.....	12
<b>Obr. č. 2:</b> Schéma energetické bilance na povrchu dle vztahu 4.1.....	27
<b>Obr. č. 3:</b> Schéma závislosti mezi odrazivostí a povrchovou teplotou (S-SEBI).....	41
<b>Obr. č. 4:</b> Návrh postupu pro stanovení ET.....	43
<b>Obr. č. 5:</b> Oblasti se sníženou kvalitou dat a výskytem oblačnosti podél severní hranice ČR (12.4.2007).....	52
<b>Obr. č. 6:</b> Závislost albeda a povrchové teploty s vykreslenými extrémy $H_{max}$ a $\lambda E_{max}$ (JD 102).....	53
<b>Obr. č. 7:</b> Závislost albeda a povrchové teploty s vykreslenými extrémy $H_{max}$ a $\lambda E_{max}$ (JD 139).....	54
<b>Obr. č. 8:</b> Závislost albeda a povrchové teploty s vykreslenými extrémy $H_{max}$ a $\lambda E_{max}$ (JD 198).....	54
<b>Obr. č. 9:</b> Odhady aktuální evapotranspirace ( $ET_a$ ) z modelu S-SEBI.....	56
<b>Obr. č. 10:</b> Srovnání průběhu denních hodnot ET odhadnutých z modelu (plnou čarou) a potenciálních, vypočítaných z meteorologických dat (čárkovanou čarou) – pro území s převažujícím lesním porostem.....	58
<b>Obr. č. 11:</b> Srovnání průběhu denních hodnot ET odhadnutých z modelu (plnou čarou) a potenciálních vypočítaných z meteorologických dat (čárkovanou čarou) – pro území s převažující zemědělskou plochou.....	58

## SEZNAM TABULEK

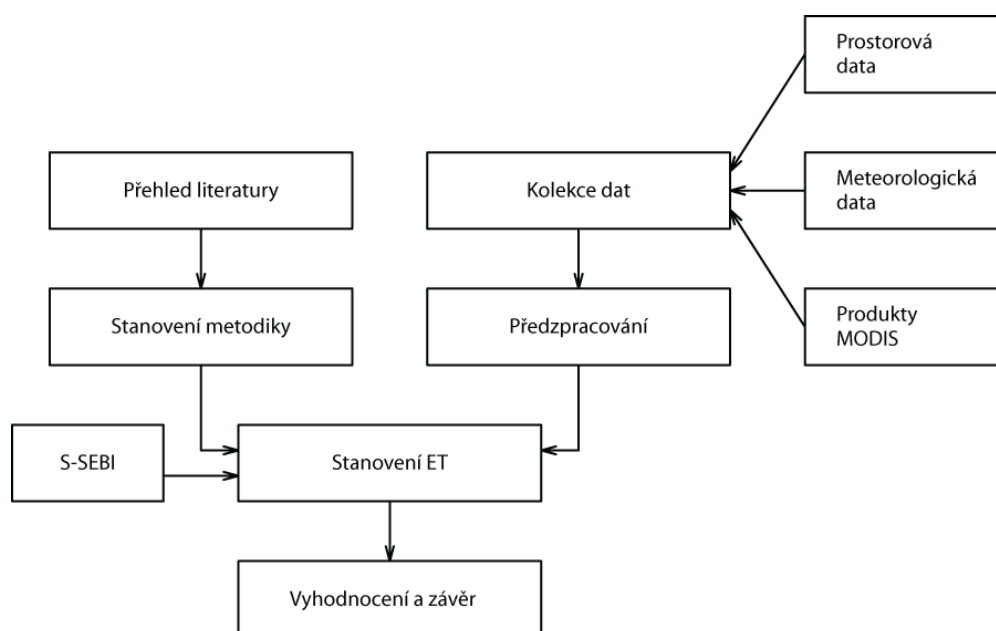
<b>Tab. č. 1:</b> Přehled satelitů nízkého a středního rozlišení.....	36
<b>Tab. č. 2:</b> Přehled satelitů vysokého rozlišení.....	37
<b>Tab. č. 3:</b> Metody stanovení ET (s využitím DPZ).....	39
<b>Tab. č. 4:</b> Souhrn použitých produktů MODIS.....	44
<b>Tab. č. 5:</b> Spektrální pásma použitá pro výpočet ET .....	45
<b>Tab. č. 6:</b> Časová řada analyzovaných snímků.....	46
<b>Tab. č. 7:</b> Regresní koeficienty závislosti odrazivosti a teploty povrchu .....	55

# KAPITOLA 1

## Úvod

Evapotranspirace je nedílnou součástí vodního cyklu v systému Země – atmosféra. Spolu se změnami klimatu dochází i ke změnám v jednotlivých procesech, které tento cyklus tvoří. Evapotranspirace je na rozdíl od některých jiných klimatických veličin mnohem obtížněji stanovitelná. Síť pozemních měřicích stanic je omezená, a proto je systematické monitorování evapotranspirace na celém území ČR standardně prováděné pomocí výpočetních metod z běžně měřených meteorologických dat.

Monitorování evapotranspirace představuje významný zdroj informací pro modelování klimatu, hydrologické modely, ale také pro sledování stavu vegetace a zejména dostupnosti vláh v agronomii. Práce se v první části zaměřuje na analýzu existujících metod stanovení odhadů aktuální ET s využitím dat dálkového průzkumu Země. Na základě této analýzy je pak navržen konkrétní postup stanovení evapotranspirace a jeho vyhodnocení z dostupných dat.



Obr. č. 1: Hlavní fáze zpracování DP

Zpracování práce provázelo několik fází, jejichž přehled je naznačen na obr. č. 1.

Návrh modelu pro stanovení odhadů ET by z dlouhodobého hlediska měl význam především pro hydrologické modelování. Poté, co by byl model optimalizován a validován na dlouhodobém vzorku dat, přičemž by byla zajištěna potřebná kvalita dat, bylo by možné využít získané hodnoty ET v hydrologických modelech.

**Hlavní cíle práce:**

- analýza a srovnání metod stanovení evapotranspirace z dat DPZ
- navržení metody stanovení ET pro území ČR

**Vedlejší cíle:**

- posouzení vstupních biofyzikálních parametrů
- aplikace modelu pro vybrané časové období a hodnocení výsledků
- návrh pro další zvýšení přesnosti použitého modelu

## KAPITOLA 2

### Literární rešerše

Evapotranspirace představuje v meteorologii a hydrologii klíčovou veličinu, a proto se k problematice jejího stanovení vztahuje velké množství zdrojů. Počátky prvních prací souvisejících s touto problematikou sahají až do období začátku 19. století. K dispozici je celá řada odborných i populárních prací, které popisují procesy evapotranspirace (ET) na různých úrovních.

Základní informace o samotném procesu a jeho charakteristice lze najít ve skriptech a vysokoškolských učebnicích. Ty nabízejí většinou pouze princip energetické bilance, funkce ET ve vodním cyklu apod. (*Vysoudil, 2004*). Podle zaměření lze ještě rozlišit publikace na hydrologické a meteorologické. Z hlediska meteorologického evapotranspirace představuje dílčí proces klimatických modelů a také je zdrojem vláhhy pro srážky. Hydrologické hledisko vnímá ET především jako ztrátovou složku vodní bilance (*Kohut, 2003*). Pro hlubší pochopení fyzikálních principů je vhodné využít informace z odborných publikací z oblasti hydrologie i meteorologie. Velice kvalitní a podrobný přehled lze najít ve starší příručce hydrologie (*Heggen, 1949*) nebo jejím novějším vydání (*1996*). Tato skupina publikací se evapotranspirací zabývá téměř výhradně v teoretické rovině.

Odborná periodika nabízejí mnohem širší spektrum informací, většinou jsou zaměřené na konkrétnější problematiku související s ET. Lze obecně rozlišit přístup z hlediska hydrologie, klimatologie, zemědělství, ale také z hlediska geoekologie a botanických věd.

Metody DPZ vnesly do těchto oblastí novou perspektivu a jsou zaměřené především na proces získávání dat o ET pro účely všech zmíněných vědních oborů. Metody popsané v 70. a 80. letech jsou vhodné pouze k pochopení základních principů, protože technologické problémy byly již často překonány.

Jako východisko pro studium problematiky stanovení ET z dat DPZ je výhodné zvolit shrnující pojednání ve formě rešerší, které obvykle poskytují širší přehled, na základě kterého lze pro konkrétní oblast dohledat doplňující literaturu. Přehled lze nalézt např. v *Calcagno et al. (2007)*, *Courault et al. (2005)* (příp. starší *Kustas a Norman, 1996*) anebo v souhrnech

pojednaných z hlediska aplikací v zemědělství (Gowda, 2008). Na základě zde získaných informací lze posléze využít publikace o konkrétních modelech (Roerink, 2000, Bastiaansen, 1998) nebo poznatky z případových studií (Conrad et al., 2007, Niemeyer, Vogt, 2001) které na teoretické modely navazují.

Vhodný zdroj informací nabízí dnes již velká skupina absolventských prací dostupná online (např. Xin, 2007, Weligepolage, 2005, Bisht, 2004, Fontenot, 2004, Torres, 2008).

Dále lze využít literaturu související obecně s metodami DPZ (Halounová, 2005), a kvantitativními metodami (Liang, 2004).

Využít lze také internetových zdrojů, kde je možné najít doplňující informace téměř v jakékoli oblasti. Pro tuto práci byly zvlášť vhodné portály provozovatelů družicových systémů, např. NASA, ESA, NOAA, dále univerzitní a výzkumné instituce (ITC, Wageningen University), stránky pracovních skupin (Water Watch) apod.

V českém prostředí je množství dostupné literatury výrazně nižší. Jedná se především o práce v oblasti meteorologie a výzkumu vegetace (Možný, 2005, Kohut, 2003, Macounová, 2007, Litschmann a Rožnovský, 2003, 2005). Práce o aplikacích DPZ pro stanovení ET jsou spíše ojedinělé (Brom, 2007, Hais et al., 2007). Z internetových zdrojů lze uvést zejména ČHMÚ (Český hydrometeorologický ústav).

Jednotlivé literární zdroje pracují s různou terminologií, některé anglické pojmy navíc nemají ustálený český ekvivalent. Zejména pro použité veličiny byl do seznamu symbolů přidán i anglický ekvivalent. Některé jazykové nesrovnalosti jsou řešeny přímo v jednotlivých kapitolách, zde je potřeba zmínit zejména použití pojmu evapotranspirace. V celé práci je pro evapotranspiraci určenou z dat DPZ myšleno určení odhadů, protože se nejedná o přímá měření.

## KAPITOLA 3

# Úvod do problematiky stanovení evapotranspirace

### 3.1 Výpar a evapotranspirace

Znalost procesů popisujících koloběh vody v prostředí je nezbytná zejména pro hydrologické a klimatické modelování. Evapotranspirace je jedním ze základních fyzikálních procesů hydrologického cyklu, kdy se voda zpětně dostává do atmosféry ve formě vodní páry, která je pak dále zdrojem pro atmosférické srážky. Množství vodní páry ve vzduchu označujeme jako vlhkost vzduchu.

#### 3.1.1 Evaporace a transpirace

Výparem - evaporací - rozumíme proměnu vody v kapalném (tuhém) stavu na vodní páru. Zajímá nás tedy především množství vody, které se za určitou dobu dostane z půdy a rostlin do ovzduší. Z hlediska biometeorologického pak evaporací označujeme výpar z půdy a vodní hladiny (také sněhu a ledu) a transpirací fyziologický výpar z rostlin (*Tolasz, 2007*). Transpirace je speciálním případem evaporace. Jak je patrné, literatura příliš nerozlišuje mezi pojmem výpar a evapotranspirace. Dále v textu je tedy celkovým výparem myšlena evapotranspirace.

Ve tkáních rostlin na povrchu buněk dochází k difuznímu průniku vodní páry do mezibuněčného prostoru a prostřednictvím stomat dále do atmosféry. Takto rostliny určitým způsobem kontrolují proces výparu, narodil např. od povrchu půdy (*Allen et al., 1998*). Celkový výpar z půdy, vodních hladin a rostlinstva označujeme jako evapotranspiraci. Někdy se pro vodní bilanci uvažuje také intercepce, tj. výpar atmosférických srážek zachycených na rostlinách. Hlavním zdrojem energie pro tyto procesy je sluneční záření. Z povrchu Země se ročně vypaří přibližně 518 000 km<sup>3</sup> vody, z toho 86 % nad oceány a 14 % nad souší (*Kopáček, 2005*). Vzhledem ke složitosti měření výparu, se výpar častěji určuje výpočtem než měřením. Linie stejných hodnot výparu se označují jako izoatmy (*Tolasz, 2007*).



Fyzikální podstatu výparu lze jednoduše popsat, jak uvádí např. *Kopáček (2005)*. Proces probíhá v prostoru těsně nad povrchem v aktivní vrstvě. Molekuly v tekutinách se neustále pohybují a rychlost těchto molekul je různá. Molekuly při povrchu, které mají vysokou rychlost a směřují směrem k povrchu, mohou překonat síly soudržnosti a vylétnout do přilehlého vzduchu. Tím se vodní pára dostává do vzduchu. Tento proces probíhá také opačným směrem, tj. ze vzduchu do vody. Pokud molekuly směřující z vody do vzduchu převládnou nad molekulami směřujícími ze vzduchu do vody, dochází k vypařování. Obsah vodní páry v této vrstvě roste až do okamžiku, kdy je vzduch vodní párou nasycen a dojde ke stavu rovnováhy, kdy vypařování ustává (platí zejména pro umělé uzavřené prostředí). Pokud vzduch obsahuje více molekul než je stav nasycení, dochází k procesu opačnému - ke kondenzaci. V přírodním prostředí se po nasycení tenké vrstvy nad povrchem vodní pára transportuje vzhůru třemi způsoby. Molekulární difuzí při klidném vzduchu, turbulentní výměnou při větrných podmínkách, případně konvekci. Nejčastějším procesem je turbulentní výměna, která zaniká pouze ve výjimečných podmínkách nad hladkými povrchy (např. nerozvlněná hladina). Rychlost transportu vodní páry do vyšších vrstev je určena vertikálním gradientem měrné vlhkosti. Rychlost vypařování roste s teplotou povrchu a s klesajícím tlakem vodní páry ve vzduchu.

### 3.1.2 Vláhová a energetická bilance

#### *Vláhová (vodní) bilance*

Ke stanovení evapotranspirace na daném území (např. povodí) lze přistupovat ze dvou základních hledisek. Prvním je stanovení ET z vláhové bilance, kdy předpokládáme, že se obsah vody na území v časovém období (např. roční cyklus) nijak zásadně nezměnil, tedy celková vláhá v půdě nenarostla ani neklesla. Evapotranspirace (ET) je určena jako residuální část bilanční rovnice (*Kohut, 2003*), jejíž ostatní členy stanovíme z měření nebo odhadů (podpovrchový odtok se často nebere v úvahu):

$$\sum ET = \sum R - \sum O \quad (\pm \sum Z) \quad (3.1)$$

kde: *ET*..... evapotranspirace,  
*R*..... úhrn srážek,  
*O*..... odtok,  
*Z*..... změna zásob vody (v povodí).

### ***Energetická bilance***

Vzhledem k tomu, že primárním energetickým zdrojem pro výpar je sluneční záření, lze ke stanovení ET přistupovat i z energetického hlediska. Ve zjednodušené podobě lze rovnici psát ve tvaru (Výsoudil (2004):

$$R_n = H + \lambda E + G \quad (3.2)$$

kde:  $R_n$ .....radiační bilance,  
 $H$ .....turbulentní tok tepla,  
 $G$ .....tok tepla v půdě,  
 $\lambda E$ .....latentní tok tepla.  
 [vše  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ]

Latentní teplo  $\lambda E$  v bilanční rovnici představuje teplo spotřebované na skupenskou proměnu vody, tedy evapotranspiraci. Latentní tok tepla s radiační bilancí (resp. slunečním zářením) úzce souvisí a metody stanovení ET založené na energetické bilanci patří mezi nejpřesnější. Velká část metod využívajících prostředky DPZ vychází právě z energetické bilance povrchu. Tyto metody budou podrobněji popsány v kapitole 4.

### **3.1.3 Aktuální, potenciální a referenční evapotranspirace**

V zásadě rozlišujeme evapotranspiraci aktuální (okamžitou) a potenciální (maximálně možnou) (Tolasz, 2007).

#### ***Aktuální evapotranspirace ( $ET_a$ )***

Aktuální výpar, někdy označovaný také skutečný, je množství vody, které se skutečně vypaří z daného povrchu. Aktuální výpar je závislý na dostupném množství vody a jeho stanovení pomocí měření je složité, prakticky nemožné, a proto se neprovádí. Pro stanovení je obvykle nutné znát další meteorologické prvky jako teplotu vzduchu, vlhkost vzduchu, množství slunečního svitu, rychlost větru a také vybrané vlhkostní charakteristiky půdy.

#### ***Potenciální evapotranspirace ( $ET_p$ )***

Potenciálním výparem označujeme evapotranspiraci, která by nastala na povrchu pokrytém vegetací v případě, že by množství dostupné vody nebylo omezeno. Vyjadřuje schopnost okolního vzduchu přijímat vodu. Předpokládáme také zachování daných meteorologických podmínek.

Potenciální výpar je prakticky vždy větší než aktuální. Největší rozdíl mezi  $ET_a$  a  $ET_p$  je ve vegetačním období, tj. mezi dubnem a zářím. V zimním období se hodnoty  $ET_a$  a  $ET_p$  blíží.

Vztah mezi aktuální a potenciální evapotranspirací lze popsat rovnicí (Allen et al., 1998):

$$ET_a = k_s k_c ET_p \quad (3.3)$$

kde:  $ET_a$ .....aktuální ET [mm.h<sup>-1</sup>],  
 $ET_p$ .....potenciální ET [mm.h<sup>-1</sup>],  
 $k_s$ .....koeficient vodního stresu,  
 $k_c$ .....koeficient plodiny.

Aktuální evapotranspiraci  $ET_a$  lze také odhadovat z hodnot potenciální  $ET_p$  na základě charakteristik půdní vláhy.

### **Referenční evapotranspirace ( $ET_{ref}$ )**

Referenční evapotranspiraci rozumíme ET hypotetického vegetačního pokryvu se specifickými podmínkami. Je velmi blízký standardnímu travnímu porostu s výškou cca 0,12 m, plným zápojem a optimálními vláhovými podmínkami během celého roku. Díky dostupnosti vody není třeba brát v úvahu půdní faktory, vliv na  $ET_{ref}$  mají pouze klimatické parametry. Referenční ET představuje hodnoty srovnatelné s výparem z volné hladiny a velmi se blíží hodnotám potenciální ET. Představuje srovnávací veličinu, protože hodnota  $ET_{ref}$  se vztahuje vždy k povrchu se stejnými podmínkami, není třeba stanovit ET pro různá vegetační stadia apod. (Allen et al., 1998). Doporučenou metodou pro stanovení  $ET_{ref}$  je FAO Penman-Monteith, popsána níže, ale lze ji odvodit také pomocí výparoměrů na základě empirických vztahů.

### **3.1.4 Hlavní faktory ovlivňující evapotranspiraci**

Velikost ET je obtížné určovat i z důvodu množství faktorů, které mají na procesy související s výparem vliv. Ve stručnosti je lze shrnout následovně:

- **klimatické podmínky:** množství a intenzita dopadajícího záření, teplota a vlhkost

vzduchu, rychlost větru

- **charakteristiky vegetace:** typ plodiny, výška, vegetační stadium, plocha pokrytí,

odrazivost, rozdílnosti v odporu vůči energetickým tokům

- **podmínky prostředí:** půdní poměry (teplota, vlhkost, intenzita vztlínání vody v půdě),

expozice, sklon a charakter reliéfu, nadmořská výška

- **ostatní:** např. nemoci vegetace, míra hnojení apod.

### 3.1.5 Hydrologické modelování

Vzhledem ke skutečnosti, že proces evapotranspirace je jednou ze složek hydrologického cyklu, nelze se v hydrologickém modelování bez stanovení ET obejít. Hydrologické modely jsou založené na modelování srážko-odtokových poměrů. Často, především při větším územním celku (např. povodí) jsou meteorologické podmínky v různých částech značně odlišné, což představuje problém při stanovení ET.

Lze vycházet ze dvou základních principů hydrologického modelu:

- *událostní hydrologické modely* (simulování jednotlivých odtokových epizod
  - ET se neuvažuje, nebo pouze velice zjednodušeně)
- *kontinuální hydrologické modely* (řešíme i stav mezi odtokovými epizodami, tak aby byly zachovány aktuální podmínky povodí v reálném stavu)

## 3.2 Metody určení evapotranspirace

V části 3.1.2 již byly naznačené základní přístupy pro stanovení evapotranspirace. Podobně lze metody rozdělit i z různých jiných hledisek, např. zda se jedná o metody přímé - nepřímé, lokální - regionální apod. Podstatné také je, zda se jedná o přímé měření ET, anebo o výpočetní model, kdy zpravidla vycházíme z měření různých meteorologických veličin, které do modelů vstupují jako proměnné. Obecně však platí, že stanovení aktuální  $ET_a$  je obtížné, drahé a měřicí zařízení většinou vyžaduje odbornou obsluhu. V případě výpočetních modelů se také ukázalo, že stanovení ET jednoduchou metodikou globálně není jednoduché. V následující části jsou základní metody krátce shrnuty.

### 3.2.1 Měření výparu a evapotranspirace

#### *Výparoměry*

Pomocí výparoměrů je možné měřit výpar z volné vodní hladiny. Jsou to nádoby válcového tvaru naplněné vodou a zapuštěné v terénu tak, aby hladina byla ve stejné úrovni jako okolí. Měřicí místo je vybaveno ještě speciálním srážkoměrem a z rozdílu výšky vodní hladiny je možné určit množství vypařené vody. Nevýhodou této metody je složitá eliminace vlivu větru (u Class A Pan) (Macounová, 2007). Zásadním problémem je pak skutečnost, že touto metodou není možné určit transpiraci, a že nad vodní hladinou jsou většinou odlišné podmínky, než nad okolní vegetací. Voda má také vyšší tepelnou setrvačnost a vodní hladina vypařuje mnohem déle, než standardní povrch, což vede k nadhodnocení ET. Nejčastějšími jsou výparoměry typu Class A Pan s povrchem 1,15 m<sup>2</sup>, nebo automatický výparoměr s označením EWM. (0,3 m<sup>2</sup>).

### ***Lyzimetry***

Půdní výparoměry - lyzimetry jsou válcové nádoby podobné výparoměrům, jejich obsahem je však půda, jejíž povrch je také v úrovni okolí. Na povrchu je nejčastěji travní pokryv (lze obecně použít v jakékoli vegetaci) a plocha lyzimetru by měla být alespoň 2 m<sup>2</sup> (s rostoucí plochou roste i přesnost měření). Měření je založeno buď na změně hmotnosti půdního bloku (vážicí lyzimetry, jsou přesnější ale také finančně nákladnější (Fontenot, 2004)) anebo je pomocí elektronických čidel sledován obsah vody v půdě. Výsledná ET je určena z hydrologické bilance. Lyzimetry patří k nejpřesnějším metodám stanovení aktuální  $ET_a$  a často slouží ke kalibraci modelů (Penam, cit. in Fontenot, 2004).

Mezi nepřímé metody můžeme zařadit například tzv. virtuální lyzimetry, které jsou matematickými modely využívajícími mikroklimatická měření, meteorologická data nebo výpar z volné vodní hladiny (Macounová, 2007).

### **3.2.2 Metody výpočtu ET**

Kromě přímého měření ET bylo vyvinuto mnoho výpočetních metod pro stanovení ET, které vycházejí z různých konceptů. Mnohé z nich jsou použitelné pouze pro specifické klima, nebo konkrétní vegetační typ apod. Pro stanovení referenční  $ET_{ref}$  je jako standard doporučována metodika FAO, založená na kombinační metodě Penman-Monteith (Allen et al., 1998). Další skupinu tvoří mikrometeorologické metody vycházející z energetické bilance a modelů přenosu hmoty. Pro výpočty postavené na hydrologické bilanci je problematické určení změn obsahu vody v území (především pro rozsáhlejší územní celky), a proto jsou využívány zejména v klimatologii (Xin, 2007).

#### ***FAO Penman - Monteith***

Tato metoda je jedinou doporučenou pro stanovení  $ET_{ref}$ , a to pro různé klimatické podmínky. Metodu lze použít i v případě chybějících dat, nicméně je doporučeno výpočet provádět se všemi vstupními proměnnými. Východiskem byla původní Penmanova kombinační rovnice (vychází z metod energetické bilance a transportu hmoty), pomocí které bylo možné stanovit výpar z volné hladiny. Zavedením tzv. povrchového ( $r_s$ ) a aerodynamického ( $r_a$ ) odporu lze výpočet použít s poměrně velkou přesností i pro standardní povrch. Povrchový odpor představuje charakteristiku přenosu tepla a vodní páry přes stomata, mezi listovou plochou (charakterizovanou pomocí indexu listové plochy, LAI), povrchem a aktivní vrstvou. Aerodynamický odpor představuje rezistenci ve vrstvě nad vegetací a zahrnuje tření vzduchu. Penman-Monteithovu kombinační rovnici lze psát ve tvaru:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \left( \frac{e_s - e_a}{r_a} \right)}{\Delta + \gamma \left( 1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (3.4)$$

kde:  $\lambda$ .....skupenské (latentní) teplo vypařování ( $\lambda=2,45 \text{ MJ.kg}^{-1}$ ),  
 $ET$ .....intenzita evapotranspirace [ $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ],  
 $\Delta$ .....derivace tlaku nasycené vodní páry podle teploty vzduchu [ $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ ],  
 $R_n$ ..... radiační bilance zemského povrchu [ $\text{W.m}^{-2}$ ],  
 $G$ .....tok tepla v půdě [ $\text{kJ.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ],  
 $\rho_a$ .....hustota vzduchu při dané teplotě vzduchu a atmosférickém tlaku [ $\text{kg.m}^{-3}$ ],  
 $c_p$ .....specifické (měrné) teplo vzduchu [ $\text{kJ.kg}^{-1}.\text{C}^{-1}$ ],  
 $e_s$ .....tlak nasycené vodní páry při teplotě vzduchu [ $\text{kPa}$ ],  
 $e_a$ ..... aktuální tlak vodní páry [ $\text{kPa}$ ],  
 $(e_s - e_a)$ .....sytnostní doplněk [ $\text{kPa}$ ],  
 $r_a$ .....aerodynamický odpor [ $\text{s.m}^{-1}$ ],  
 $\gamma$ .....psychrometrická konstanta [ $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ ]  $\gamma=0,66$ ,  
 $r_s$ .....povrchový odpor [ $\text{s.m}^{-1}$ ].

Z rovnice 3.4 po dosazení dílčích vztahů pro aerodynamický a povrchový odpor (odvození v Allen et al., 1998) a úpravě získáme vztah pro stanovení referenční evapotranspirace  $ET_{ref}$  dle doporučené metodiky FAO:

$$ET_0 = \frac{0,408 \Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273,15} \cdot u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (3.5)$$

kde:  $ET_0$ .....referenční evapotranspirace hypotetického povrchu [ $\text{mm.den}^{-1}$ ],  
 $\Delta$ .....derivace tlaku nasycené vodní páry podle teploty vzduchu [ $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ ],  
 $R_n$ .....radiační bilance zemského povrchu [ $\text{W.m}^{-2}$ ],  
 $G$ .....tok tepla v půdě [ $\text{kJ.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ],  
 $\gamma$ .....psychrometrická konstanta [ $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ ],  
 $T$ .....průměrná denní teplota vzduchu ve výšce 2 m nad povrchem [ $^\circ\text{C}$ ],  
 $u_2$ .....průměrná denní rychlost větru ve výšce 2 m nad povrchem [ $\text{m.s}^{-1}$ ],  
 $e_s$ .....tlak nasycené vodní páry při teplotě vzduchu [ $\text{kPa}$ ],  
 $e_a$ .....aktuální tlak vodní páry [ $\text{kPa}$ ],  
 $(e_s - e_a)$ .....sytnostní doplněk [ $\text{kPa}$ ].

Pomocí referenční  $ET_0$  pak můžeme srovnávat evapotranspiraci různých plodin, v různých obdobích vegetačního cyklu a také různé regiony. Výpočet je možný také pro více časových intervalů (např. měsíc, den, hodina apod.). Srovnáním referenční  $ET_0$  s evapotranspirací plodiny  $ET_c$  lze získat tzv. koeficient plodiny  $K_c$ . Tento koeficient slouží jako souhrnný srovnávací ukazatel pro fyzické a fyziologické rozdílnosti mezi jednotlivými plodinami.

Pro výpočet je nezbytné znát délku slunečního svitu, teplotu a vlhkost vzduchu a rychlost větru. Metoda však stanovuje i postup pro případ, že některá data nejsou k dispozici. Pro odhad evapotranspirace na delší období (10 dnů a více) lze vycházet v extrémním případě pouze

z průměrných teplot (Allen et al., 1998).

### ***Další mikrometeorologické metody***

Metoda Bowenova poměru stanovuje ET z rozdílů tlaku nasycení páry ve dvou výškách (na povrchu a ve výšce 2 m). Princip je založen na vyhodnocení pohybů vzduchových vírů, které transportují vodní páru, a předpokladu, že velikost turbulentního toku tepla a toku tepla spotřebovaného na výpar je úměrná (Fontenot, 2004).

Mezi dalšími metodami lze ještě zmínit scintilometrické metody, pomocí kterých lze určovat vertikální tok tepla z měření malých záblesků, zvaných scintilace a také metodu eddy kovariance, která umožňuje měření vertikálních toků, které jsou určeny jako kovariance vertikální rychlosti větru a koncentrace entity. Lze měřit výměnu tepla, vody nebo CO<sub>2</sub> a metoda je využívána zejména pro ověření a vylepšení různých klimatických modelů.

Tyto metody vyžadují speciální zařízení a jejich provoz je také finančně nákladný, proto jsou využívány především pro vědecká měření.

Pro větší územní celky a regionální stanovení ET jsou lokální měření většinou nevhodná, protože podmínky v krajině se rychle mění, a proto může být výsledek stanovení ET „*in situ*“ pro heterogenní území velmi nepřesné. Extrapolace měření je v případě ET značně problematická a měřících stanic je obvykle malé množství. Byly proto vyvinuty metody založené na energetické bilanci s využitím DPZ, jejichž podrobnější popis je předmětem 4. kapitoly.

## **3.3 Měření evapotranspirace v ČR (v rámci ČHMÚ)**

V předešlé části je uveden krátký přehled metod měření ET. Mezi nejčastější přímé metody patří měření pomocí lyzimetrů. Stanic vybavených lyzimetrem je v Evropě přibližně 180. V rámci Česka provozuje ÚKZÚZ (Ústřední kontrolní a zkušební ústav zemědělský) 16 gravitačních lyzimetrických stanic s přibližně dvacetiletou řadou měření. Kvůli technickým nedostatkům v konstrukci lyzimetrů nejsou měření zcela přesná, navíc se provádí obvykle jen po větších srážkách.

ČHMÚ využívá pro stanovení potenciální a aktuální evapotranspirace několik metod:

- metodu vodní bilance
- metodu Bowenova poměru
- metodu podle Matejky
- měření výparu
- gravitační lyzimetrickou metodu

Potenciální  $ET_p$  se nej přesněji určuje v Doksanech, kde je k dispozici velký ( $2 \text{ m}^2$ ) gravitační lyzimetr a měření se provádí od roku 1991. Měření se provádí ve vegetačním období duben až září. Další lyzimetry ČHMÚ k dispozici nemá, proto se  $ET_p$  určuje z měření pomocí výparoměrů EWM s plochou  $0,3 \text{ m}^2$ . Automatizované měření se provádí na 12 stanicích. Lyzimetr měřící aktuální  $ET_a$  zatím není k dispozici a pro její stanovení se využívá mikroklimatických měření (aerodynamická měření, měření vlhkosti půdy a srážek). K dispozici je 32 stanic s měřením půdní vlhkosti a srážek a evapotranspirace se určuje metodou vodní bilance (Možný, 2005).



## KAPITOLA 4

### Metody stanovení odhadů evapotranspirace pomocí DPZ

V předešlé kapitole byly popsány základní přístupy pozemního měření ET, ale také jejich možnosti a omezení. Z jejich charakteristiky je zjevné, že získat konvenčními prostředky dostatečně přesná měření pro větší územní celky (nebo dokonce globální) je nerealizovatelné. Metody jako např. měření lyzimetrem nebo pomocí Bowenova poměru jsou dostatečně přesná pouze pro okolní území s přibližně homogenními podmínkami (tj. stejnými jako v místě měřicího zařízení), např. pole s konkrétní zemědělskou plodinou. Doporučená metodika FAO je také často využívána, nicméně přestože klimatických měřicích stanic je výrazně více, než stanic měřicích ET, nemusí být jejich prostorová distribuce (a tedy dostatek vstupních dat) dostatečná. Navíc odhad koeficientu plodiny  $k_c$  vzhledem k měnícím se podmínkám povrchového odporu (u referenčního povrchu považován za konstantní) je problematický (*Neale et al. cit. in Calcagno et al., 2007*). S nástupem prvních družicových a leteckých měření se proto ihned začaly zkoumat možnosti využití těchto technologií i pro stanovování odhadů ET (*Park et al., 1968; Jackson, 1984; Choudhury et al., 1987 cit. in Gowda et al., 2008*). Pomocí DPZ se naskytla možnost s různou mírou komplexity zachytit prostorové a temporální charakteristiky ET pro regionální a globální měřítko. Cílem této kapitoly je shrnout základní metody, jak pomocí dat DPZ určit ET. Přímé měření ET pomocí DPZ vzhledem k charakteru této veličiny možné není, nicméně jak bylo naznačeno v kapitole 3, lze ET odvodit z energetické bilance povrchu. Proto velká skupina metod vychází právě z energetické bilance povrchu a stanovení povrchových toků (*Courault et al., 2005*). Druhým možným přístupem jsou metody vycházející z odrazivosti, koeficientu plodiny  $k_c$  a referenční  $ET_{ref}$ , kde uvažujeme závislost koeficientu plodiny a vegetačních indexů odvozených z odrazivosti povrchu pokrytého vegetací (*Gowda et al., 2008*). Pro všechny metody však platí jistá míra aproximace a tudíž je vždy nezbytné provést podrobnou validaci měření (*Calcagno et al., 2007*). V další části je popsán základní rámec energetické bilance povrchu, který je nezbytný pro následně popsané základní

metody odvozuující ET založené na této bilanční rovnici.

## 4.1 Energetická bilance povrchu a ET

Zdrojem energie pro procesy probíhající v atmosféře a na povrchu je sluneční záření (jiné zdroje jako např. vulkány, tepelná produkce městských území apod. se uvažují pouze ve výjimečných, specifických případech). Část záření je systémem Země/atmosféra odražena, ale velká část je naopak pohlcena. Dále lze rozlišit energii pohlcenou atmosférou a energii, kterou absorbuje povrch. Podíl povrchu na této absorpci činí přibližně 60 %, a proto je energetická výměna probíhající na povrchu klíčová pro jakékoli studium klimatických procesů (a také evapotranspirace). Absorbovaná energie dále vstupuje do několika dalších procesů. Část energie se dostává zpátky do atmosféry - v největší míře ve formě turbulentního toku ( $H$ ), část tepla je předána tepelným tokem do hlubších vrstev půdy ( $G$ ). Dále povrch ztrácí energii tepelným vyzařováním a část energie je spotřebována v procesech tání ledové nebo sněhové pokrývky. Energie, která vstupuje do procesu fotosyntézy, a kterou pohltí déšť většinou neuvažujeme, její podíl je globálně méně než 1 %. V zásadě tedy rozlišujeme tři procesy výměny energie na povrchu. Radiační, která dominuje ve většině podmínek (zahrnuje solární radiaci, dlouhovlnnou emisivitu Země a další), turbulentní difuzi tvořenou turbulentním tokem tepla a latentním tokem tepla a molekulární vedení, typické pro přenos tepla na povrchu a do spodních vrstev půdy. Většina těchto energetických transformací probíhá v tenké vrstvě nad povrchem, v tzv. aktivní vrstvě (*Ohmura, 2005*).

### 4.1.1 Rovnice energetické bilance

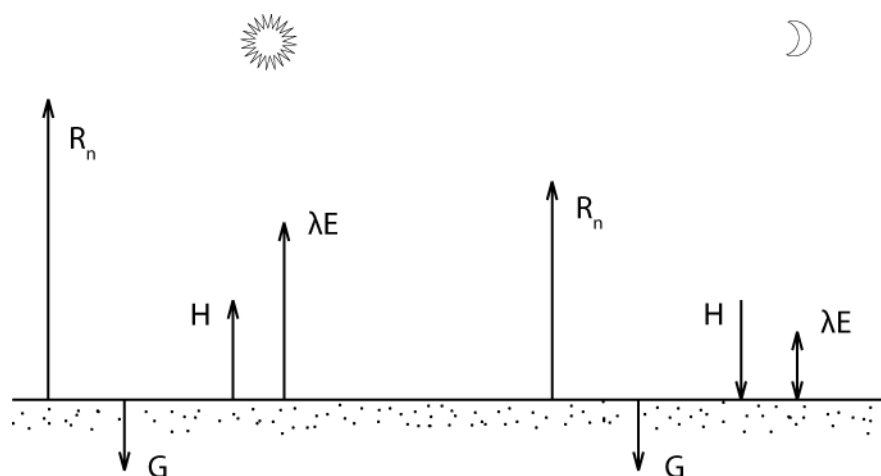
Rovnice energetické bilance charakterizuje model povrchu a popisuje energetickou výměnu mezi povrchem a atmosférou, tedy jakési propojení mezi povrchovými modely a cirkulačními modely. Povrchová bilance je také podstatnou součástí různých ekologických, hydrologických a biogeochemických procesů (*Liang, 2004*). Pokud budeme uvažovat nekonečně tenkou vrstvu bez vegetace při okamžitých podmínkách, vychází stanovení ET z DPZ s využitím vlastností jako albedo, index listové plochy (LAI), vegetační pokryv a teplota povrchu  $T_s$  z bilanční rovnice ve tvaru:

$$R_n - G = \lambda E + H \quad (4.1)$$

kde:  $R_n$  .....radiační bilance  
 $G$  .....tok tepla v půdě  
 $\lambda E$  .....latentní tok tepla

$H$ .....turbulentní tok tepla  
[vše  $\text{W.m}^{-2}$ ]

Tuto rovnici lze v některých specifických případech ještě rozšířit o další členy (např. akumulovaná energie ve vyšších vegetačních porostech apod.). Nejčastěji se užívá jednovrstvého modelu, tj. povrch (vegetace a půda) působí jako jeden celek, ve složitějších případech lze pracovat i s dvou a vícevrstevnými modely (*Calcagno et al., 2007*). Jednoduché schéma jednotlivých toků v denní a noční době je znázorněné na obr. č. 2.



Obr. č. 2: Schéma energetické bilance na povrchu dle vztahu 4.1 (zdroj: Vysoudil, 2004)

#### 4.1.2 Radiační bilance na povrchu

Radiační bilance je rovnováhou několika energetických toků. Její rovnici lze psát ve tvaru:

$$R_n = (1 - \alpha) R_s + \varepsilon_a R_l \downarrow - R_l \uparrow = (1 - \alpha) R_s + \varepsilon_a R_l \downarrow + \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (4.2)$$

kde:  $R_n$ .....radiační bilance povrchu [ $\text{W.m}^{-2}$ ],  
 $R_s$ .....dopadající sluneční záření [ $\text{W.m}^{-2}$ ],  
 $R_l \downarrow$ .....dopadající dlouhovlnné záření atmosféry [ $\text{W.m}^{-2}$ ],  
 $R_l \uparrow$ .....dlouhovlnné záření povrchu [ $\text{W.m}^{-2}$ ],  
 $\alpha$ .....albedo povrchu,  
 $\varepsilon_a$ .....emisivita atmosféry,  
 $\varepsilon_s$ .....emisivita povrchu,  
 $\sigma$ .....Stefan-Bolzmannova konstanta ( $\sigma = 5,669 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}\text{K}^{-4}$ ).  
 $T_s$ .....teplota povrchu [K].

( $R_s$  a  $R_l \downarrow$  lze určit pomocí radiačního přenosového modelu atmosféry, pokud známe atmosférické podmínky (*Calcagno et al., 2007, Liang, 2004*)).

### 4.1.3 Tok tepla v půdě (G)

Část energie přijaté povrchem je dále odvedena do podloží. Tento tok je závislý na mnoha parametrech, především však na termodynamických vlastnostech půdy, obsahu vlhkosti, teplotních podmínkách, ale také na vegetačním pokryvu. Určit tok tepla v půdě lze výpočtem pomocí Fourierova zákona o vedení tepla:

$$G(z') \simeq k_s \frac{T_s - T'}{\Delta z'} \quad (4.3)$$

kde:  $k_s$ .....tepelná vodivost půdy,  
 $z'$ .....hloubka,  
 $T_s$ .....teplota povrchu,  
 $T'$ .....teplota v hloubce  $z'$ ,

případně ho lze určit jako podíl  $R_n$ , podle množství vegetace na povrchu:

$$G = \eta R_n \quad (4.4)$$

kde  $\eta$  je proměnná závislá na podmínkách na povrchu (vegetace), (Liang, 2004).

### 4.1.4 Turbulentní tok tepla (H)

Dalším členem energetické bilance je turbulentní tok tepla. Představuje přenos tepla mezi objekty s různou teplotou, v našem případě tok tepla z půdy do přilehlé vrstvy vzduchu. Jeho stanovení vychází z konceptu rezistence (podobně jako v případě Ohmova zákona v elektrickém obvodu) a rychlost přenosu závisí na rozdílu teplot mezi referenční výškou (2 m) a povrchem. V případě jednovrstvého modelu lze stanovit turbulentní tok tepla z rovnice:

$$H = \frac{\rho c_p (T_s - T_a)}{r_a} \quad (4.5)$$

kde:  $T_s$ .....teplota povrchu,  
 $T_a$ .....aerodynamická teplota,  
 $c_p$ .....měrná tepelná kapacita,  
 $\rho$ .....hustota vzduchu,  
 $r_a$ .....aerodynamický odpor přenosu tepla.

Aerodynamický odpor je proměnná závislá na rychlosti větru a drsnosti povrchu. Drsnější povrch způsobuje větší míru promíchávání vzduchu a povrchu. Drsnost povrchu tvoří plocha, která přispívá k turbulentnímu promíchávání. Určení odporu je možné ze složitějších empirických vztahů (Liang, 2004, Calcagno et al., 2007). V případě vysoké vegetace s více vegetačními patry je lepší uvažovat vícevrstvé modely, aby bylo možné počítat s teplotním

gradientem v samotné vegetaci a rozdílem vzhledem k teplotě na povrchu.

#### 4.1.5 Latentní tok tepla ( $\lambda E$ )

Latentní tok tepla, tedy evapotranspirace je energie, která je spotřebovaná na proměnu vody na vodní páru a určíme ho reziduální metodou z energetické bilanční rovnice, kde ostatní členy již známe:

$$\lambda E = R_n - G - \frac{\rho c_p (T_s - T_a)}{r_a} \quad (4.6)$$

Rovnice 4.6 je vhodná především pro určení aktuální evapotranspirace. Pro určení celodenní ET se vychází z tzv. evaporačního podílu  $\Lambda$ , u kterého předpokládáme, že je v průběhu dne konstantní. Evaporační podíl je definován jako poměr latentního toku tepla a dostupné energie:

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{R_n - G} \quad (4.7)$$

Pak denní  $ET_{24}$  určíme:

$$ET_{24} = \Lambda R_{n24} \quad (4.8)$$

Aby bylo možné extrapolací získat hodnotu ET za delší časové období, je nutné mít k dispozici pozemní měření.

Jinou možností je stanovení ET pomocí tlaku vodní páry a koeficientu výměny vodní páry. Tento přístup se využívá ve složitějších modelech jako např. SVAT - Soil-Vegetation-Atmosphere Transfers. (Courault et al., 2005)

Evapotranspirace dle uvedených vztahů souvisí s teplotou vyduchu  $T_a$ . Tato teplota je zřídka k dispozici pro rozsáhlé území a lze ji nahradit radiometrickou teplotou povrchu, kterou lze získat z dat DPZ, přestože dle Kustase (2004, cit. in. Calcagno et al., 2007) může rozdíl mezi  $T_s$  a  $T_a$  pro povrchy s řídkou vegetací činit až 10 °C, což může způsobit velkou chybu v dalším výpočtu.

## 4.2 Základní přístupy ke stanovení ET

Pro získání přehledu o jednotlivých metodách stanovení odhadů evapotranspirace pomocí DPZ, je vzhledem k jejich početnosti vhodné tyto postupy nějakým způsobem rozdělit do skupin. Rozdělení je však obtížné, protože metody využívají různých přístupů a častá je kombinace empirických závislostí s fyzikálními principy. Ve starší publikaci Kustas a Norman

(1996) navrhuje základní rozdělení a rozlišují empirické a semi-empirické, fyzikálně založené a numerické modely pro určení turbulentních toků. *Gowda et al. (2008)* rozlišuje metody vycházející z energetické bilance (určení ET pro zemědělské účely) a metody založené na koeficientu plodiny a referenční evapotranspiraci. Pravděpodobně nejpodrobnější rozdělení navrhuje *Courault et al. (2005)*, dle kterého lze metody rozčlenit do čtyř základních kategorií:

- přímé empirické metody
- metody založené na vegetačních indexech (VI)
- reziduální metody
- deterministické metody

#### 4.2.1 Přímé (zjednodušené) empirické metody

Tyto metody stanovují ET s využitím semi-empirických vztahů mezi radiační bilancí povrchu a kumulativního rozdílu teplot  $T_s - T_a$  popsanych již v 70. letech (*např. Jackson (1977) cit. in Gouwda et al. (2008)*).

Základním předpokladem je, že poměr turbulentního toku  $H$  a radiační bilance  $R_n$  je v průběhu dne konstantní a denní hodnota toku tepla v půdě  $G$  je nulová, resp. zanedbatelná. Vztah pro ET lze pak psát ve tvaru:

$$ET_{24} = R_{n24} + A - B(T_s - T_a) \quad (4.9)$$

kde:  $ET_{24}$ .....denní hodnota ET,  
 $R_{n24}$ .....denní hodnota radiační bilance,  
 $T_s$ .....teplota povrchu,  
 $T_a$ .....teplota vzduchu,  
 $A, B$ .....konstanty závislé na lokálních podmínkách.

Přesnost stanovení ET je pak závislá na určení parametrů této rovnice.  $T_s$  je možné získat ze satelitních dat, pokud je k dispozici měření v tepelném infračerveném pásmu. Nezbytné je také určení koeficientů  $A, B$ , kde byla zkoumána jejich závislost např. na rychlosti větru, drsnosti povrchu apod. Největším problémem je určení aerodynamické teploty  $T_a$ , protože interpolace lokálních měření pomocí geostatistických metod vnáší do výpočtu značné chyby. Kumulativní hodnota rozdílu teplot  $T_s - T_a$  je ukazatelem využití vody a je také označována pojmem „stress degree day“ (SSD). Vztah mezi SSD a NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) popsali *Carslon et al. (1995)* a *Moran et al. (1994) cit. in Courault et al. (2005)* pomocí závislostí, které vytvářejí v grafu lichoběžníkový tvar, z něhož lze určit vlhkostní podmínky různých povrchů.

### 4.2.2 Metody založené na vegetačních indexech

Další možností jak přistupovat k stanovení ET je vztah koeficientu plodiny  $k_c$  a vegetačních indexů. Tyto indexy je možné odvodit z odrazivých vlastností červeného a blízkého infračerveného pásma. Vegetační indexy totiž korelují s parametry jako je index listové plochy (LAI) a podíl vegetačního pokryvu, které souvisí s koeficientem plodiny  $k_c$ . Tyto závislosti jsou empirické a zatím není k dispozici obecná charakteristika vztahů, navíc u některých vztahů nemusí být závislost jednoznačná. Zkoumány byly především vegetační indexy jako NDVI, WDI a SAVI. (Calcagno *et al.*, 2007)

### 4.2.3 Reziduální metody

Energetická bilance povrchu podrobně popsána v části 4.1 je základem největší skupiny metod pro určení ET pomocí DPZ. Tyto metody kladou důraz na fyzikální podstatu probíhajících procesů a vstupní data získaná z měření vstupují jako parametry do algoritmů, pomocí kterých lze ET určit s větší přesností než u předešlých metod. Tyto metody jsou vhodné i pro operační použití, nicméně jsou mnohem komplexnější a složitější. Podrobný rozbor všech metod je nad rámec této práce, proto zde bude uveden pouze základní přehled vycházející z Courault *et al.* (2005), Calcagno *et al.* (2007) a Gowda *et al.* (2008), kde lze najít detailnější popis uvedených metod včetně dalších zdrojů.

#### **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)**

SEBAL je reziduální metoda umožňující stanovení ET i pro větší regiony s použitím minimálního množství pozemních měření. Výhodou také je, že u této metody byla provedena validace v různých podmínkách. Metodu navrhl Bastiaanssen *et al.* (1998a, 1998b) a byla využita i v dalších aplikacích. Výpočet vychází z rovnice 4.6 a předpokládá konstantní evaporační podíl  $A$  v průběhu dne. Je nutné znát dopadající záření, teplotu povrchu, NDVI a albedo. Radiační bilance je určena z dat DPZ (informace o albedu) a tepelný tok v půdě je zde funkcí  $R_n$  a NDVI. Pomocí empirické závislosti je určena drsnost povrchu. Dále je potřebné určit dva limitní případy, tj. stanovit „suchý“ pixel a „vlhký“ pixel. Pomocí těchto krajních případů lze následně stanovit prostorovou distribuci  $T_s - T_a$ . Na suchém pixelu je latentní tok  $\lambda E$  předpokládán jako nulový, nedochází zde tedy k vypařování. To znamená, že všechna energie, která je k dispozici, představuje turbulentní tok tepla  $H$ . Ze zmíněné rovnice 4.6 je možné stanovit rozdíl teplot  $\Delta T$ . Naopak pro „vlhký“ pixel je naopak předpokladem, že turbulentní tok  $H$  je nulový a teplota povrchu a vzduchu je stejná,  $\Delta T = 0$ . Ze znalosti těchto extrémních hodnot je odvozena lineární závislost mezi  $T_s$  a  $\Delta T$ . Z prostorového rozložení  $T_s$  získaného ze snímku

pak lze odvodit prostorové rozložení  $\Delta T$  a tudíž turbulentní tok  $H$ . Na závěr se z bilanční rovnice vyčíslí latentní teplo, tedy evapotranspirace.

### ***SEBI a S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index)***

Podobným způsobem vyhodnocuje tato metoda ET pomocí extrémních hodnot teploty v daném území, tj. maximální teplota v suchých podmínkách a minimální ve vlhkých podmínkách. Turbulentní tok tepla a latentní teplo jsou pak rozděleny právě podle distribuce teploty. V případě zjednodušené metody S-SEBI musí být extrémní hodnoty přítomny na snímku. Pokud nejsou, musí se použít metoda SEBI, která tyto hodnoty stanoví z externích zdrojů. S-SEBI nelze tedy použít pro regiony, kde vhodné extrémní hodnoty nenalezneme, např. Velká Británie nebo Sahara, protože tyto lokální extrémy nemusí představovat dva limitní případy, kdy turbulentní tok pro chladný pixel (resp. latentní tok pro teplý pixel) je roven nule. U metody lze nejlepší výsledky očekávat v subtropických oblastech. Největší výhodou S-SEBI je fakt, že není potřeba mít k dispozici další meteorologická data.

### ***SEBS (Surface Energy Balance System)***

Tento systém umožňuje stanovení evaporačního podílu z výpočtu energetické bilance v limitních případech. Jako vstupní parametry vyžaduje tři skupiny informací. První tvoří albedo, emisivita, teplota, LAI a podíl vegetačního pokryvu, výška pokryvu (roughness height) odvoditelné z dat DPZ. Druhá skupina obsahuje tlak vzduchu, teplotu, vlhkost a rychlost větru v referenční výšce. Třetí zahrnuje dopadající sluneční záření a dopadající dlouhovlnné záření. Na rozdíl od systému SEBAL je předpokládáno, že turbulentní tok tepla  $H$ , vztahující se k vlhkému pixelu není nulový, ale lze ho odvodit podobnou rovnicí, jako navrhuje Penman-Monteith. Evaporační podíl lze určit jako funkci relativní evaporace  $A_r$ .

### ***TSEB (Two-Source Energy Balance Model)***

Zástupcem dvouvrstvého modelu je TSEB, který rozlišuje z hlediska povrchového odporu samotný povrch a vegetační pokryv. Základními předpoklady této metody jsou konstantnost turbulentních toků v přízemní vrstvě, možnost rozdělení povrchové teploty  $T_s$  mezi povrchovou a vegetační složku a aplikace transpirace Priestley-Taylor na vegetaci. DisAlexi je jeden z přístupů TSEB, který lze využít i pro regionální aplikace, protože počítá i s energetickou výměnou přízemní vrstvy.

Reziduální metody významně závisí na určení  $T_s$  a  $T_a$ , resp. na jejich rozdílu ( $T_s - T_a$ ). Vzhledem k tomu, že i malá chyba v určení teploty může vést ke značné chybě určení ET



(chyba navíc roste s rychlostí větru a výškou vegetace), je nezbytné mít k dispozici co nejpřesnější měření  $T_s$ . V případě  $T_a$  je chyba způsobena interpolací lokálních měření. Interpolovaná hodnota měření nemusí v každém případě odpovídat reálným podmínkám, a proto může způsobit chybu ve výpočtu. V neposlední řadě je pro rozsáhlejší heterogenní území nesnadné určit drsnost povrchu. (Calcagno et al., 2007)

Nicméně jak uvádí Courault et al. (2005), některé metody tato omezení zohledňují (např. SEBAL), jinde lze použít pro větší přesnost vnitřní kalibraci. Pro povrchovou teplotu je významné použití přenosových modelů. Ke zlepšení prostorového rozlišení byly zkoumány závislosti mezi NDVI a  $T_s$  (Kustas et al., 2003 cit. in Courault et al., 2005) s následnou možností subpixelového určení  $T_s$  pomocí NDVI (viz také 4.4). Prostorové rozlišení v pásmu viditelného a blízkého IR záření je vyšší než u tepelného.

#### 4.2.4 Deterministické metody

Deterministické metody jsou obecně založeny na komplexnějších modelech, jako např. SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Model), pomocí kterých jsou počítány složky energetické bilance. Popisují výměny jako fyzikální procesy probíhající mezi těmito třemi složkami. Data DPZ zde mohou být použita na různých úrovních, buď jako vstupní parametry, nebo v procesu asimilace dat, jejíž cílem je získání vhodných parametrů pro stanovení evapotranspirace. Tyto modely lze použít i v případě, že data ze satelitů nejsou k dispozici (tato data jsou zde pouze doplňková). Umožňují stanovení ET i v případech, kdy data DPZ nejsou k dispozici, např. při silné oblačnosti, kdy residuální metody nejsou použitelné, a tudíž je možné modelovat ET kontinuálně. Modely mohou být různě komplexní, obecně ale s rostoucí komplexitou roste i počet vstupních parametrů. Jejich využití je vhodné především pro modelování na větších územních celcích a v delším časovém horizontu. Olioso et al. (2005, cit. in Calcagno et al., 2007) v souhrnu uvádí, že výhodami jsou: kontinuální modelování ET, obejdou se bez měření  $T_s$  a umožňují sledování dalších doplňkových parametrů, jako např. vegetační indexy a jiné.

### 4.3 Biofyzikální parametry

Při získávání informací z dat DPZ vycházíme především z poznatku, že interakce různých objektů s elektromagnetickým zářením je odlišná. Pokud tyto odlišnosti známe, je možné podle spektrálních charakteristik nejen určit o jaký objekt se jedná, ale také lze na základě této znalosti zkoumat jeho různé vlastnosti. Lze tedy získávat jednak druhotné parametry, kdy jsme schopni rozlišit např. vodní plochu od pevného povrchu a jednak stavové parametry, které nám

charakterizují stav daného objektu. Pak můžeme rozlišovat např. zdravý porost od poškozeného apod. (Halounová, 2005). Vegetační pokryv tvoří podstatnou část zemského povrchu, je klíčový v procesech evapotranspirace a jeho spektrální charakteristiky jsou ovlivněny velkým množstvím parametrů. Pro sledování vlastnosti vegetačního pokryvu bylo odvozeno množství biofyzikálních parametrů, pomocí kterých lze tyto vlastnosti kvantifikovat. Biofyzikální parametry jsou často vstupními veličinami pro algoritmy stanovující odhady ET. V následující části jsou stručně charakterizované pouze vybrané veličiny, obsáhlejší přehled lze najít v Liang, (2004) včetně srovnání metod jejich určení. Metody určení rozděluje na statistické a fyzikální.

### 4.3.1 Vegetační indexy

Asi nejznámější a nejlépe popsané biofyzikální parametry jsou vegetační indexy (VI). Odvozena byla celá řada indexů, největší skupinu tvoří indexy stanovené z multispektrálních dat. Základní myšlenka vychází z charakteru spektrální odrazivosti vegetace ve viditelném a blízkém infračerveném pásmu. Vzhledem k vysoké odrazivosti v oblasti blízkého IR záření, způsobené buněčnou strukturou a naopak nízké odrazivosti v červeném pásmu tzv. pigmentační absorpce je pak poměrně jednoduché vegetaci a její vlastnosti určit. Základní vegetační indexy tedy pracují s různými lineárními kombinacemi odrazivostí v daných pásmech. Mezi nejjednodušší patří rozdílové vegetační indexy, dále pak rozlišujeme ještě poměrové a ortogonální.

#### *Normovaný rozdílový vegetační index (NDVI)*

Nejčastěji je využíván normovaný rozdílový vegetační index (NDVI), který nám poskytuje informaci o biomase a množství chlorofylu. Nabývá hodnot v intervalu (0,1), pro holou půdu 0,1, pro hustou vegetaci 0,9. Nevýhodou NDVI je, že v případě velmi řídké vegetace je vliv pozadí, tedy půdy významný a může vést ke zkresleným hodnotám. Také při velmi vysoké hustotě vegetace narůstá odrazivost v blízké IR oblasti, ale odrazivost červené oblasti stagnuje, což vede k saturaci a tím pádem ke ztrátě, resp. zkreslení informace. Hodnotu NDVI dostaneme z předpisu:

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_R}{\rho_{NIR} + \rho_R} \quad (4.10)$$

kde:  $\rho_{NIR}$ .....odrazivost v blízkém IR záření,  
 $\rho_R$ ..... odrazivost v červené oblasti

NDVI patří mezi první vegetační indexy a existuje množství dalších empirických vztahů mezi NDVI a dalšími parametry.

### ***Index listové plochy (LAI)***

Dalším významným indexem využívaným při odhadech ET je index listové plochy (LAI, Leaf Area Index). Jeho hodnota udává poměr mezi skutečnou plochou listů (jako nejvýznamnější složky odrazivosti vegetace) a plochou vertikálního sloupce, ve kterém se tyto listy nacházejí. Tento parametr je klíčový pro ekologické, hydrologické, biogeochemické a klimatické modely, protože má zásadní vliv na procesy těchto modelů, jako např. fotosyntéza, uhlíkový cyklus, radiační bilance evapotranspirace nebo intercepce. Jejich určení je možné pomocí empirických závislostí a matematických vztahů, nebo pomocí fyzikálních modelů odrazivých vlastností vegetace a liší se jak pro různé regiony, tak pro jednotlivé typy vegetace.

### **4.3.2 Další biofyzikální parametry**

*Courault et al. (2005)* uvádí širší přehled hlavních biofyzikálních parametrů, jako např. podíl fotosynteticky aktivní radiace fPAR, představující energii především ve viditelné části spektra, která je využita jako energie pro procesy fotosyntézy v rostlinách. Dále vodní obsah ve vegetaci, výšku vegetace, resp. drsnost, které mají zásadní vliv na odpor toků energie, půdní vlhkost apod., a které je také možné odvodit z dat DPZ. Většina z nich tvoří především vstupní parametry složitých SVAT modelů a pro metodu použitou v této práci jejich stanovení nebylo potřebné.

## **4.4 Zdroje dat**

Modely popsané v části 4.2 se neobejdou bez vstupní informace, kterou lze pro větší územní celky pořídit pouze pomocí metod dálkového průzkumu. Pomocí těchto dat lze ET určit plošně a omezení jsou dána především konkrétní metodou, kterou pro stanovení zvolíme. Pro další analýzu dostupných dat je nezbytné stanovit kritéria, která vyplývají z charakteru jednotlivých modelů. Práce se nezabývá skupinami dat pořízených v mikrovlnném pásmu, tj. radarových dat, ani dat s velmi vysokým rozlišením. Dále budou vzata v úvahu pouze data získaná ze senzorů na družicových nosičích, protože pravidelná měření pořízená na leteckých nosičích nejsou v současné době k dispozici a jejich pravidelné pořizování by bylo nákladné. Pro sledování evapotranspirace je významné, aby vstupní data byla dostupná s vysokým časovým rozlišením, aby bylo možné vytvořit časové řady, které optimálně zachytí jednotlivé proměny ve fázích vývoje vegetačního pokryvu. Z hlediska spektrálního je nezbytné mít k dispozici odrazivost

v červené a blízké IČ oblasti, aby bylo možné odvodit vegetační indexy, resp. jiné biofyzikální parametry. Většina metod založených na energetické bilanci se také neobejde bez informace o teplotních poměrech povrchu, a proto je potřebné i měření v tepelném pásmu. Posledním kritériem je prostorové rozlišení, které je závislé na konkrétní aplikaci. Pro globální měřítko je postačující velmi nízké rozlišení v řádu 1-5 km, pro regionální stanovení je vhodné rozlišení menší než 1 km. Pro stanovení ET pro potřeby zemědělství, kdy je nezbytné určit ET pro např. jednotlivé pole s malou rozlohou, jsou potřebná data s takovým rozlišením, abychom získali dostatečně podrobnou informaci. Zde je omezením především rozlišení v oblasti tepelného pásma, které se při požadovaném temporálním rozlišení pohybuje kolem 1 km. Na základě vztahu vegetačního indexu NDVI a povrchové teploty  $T_s$  Kustas *et al.* (2003) cit. in Courault *et al.* (2005) navrhl metodu, pomocí které lze určit variace povrchové teploty i na subpixelové úrovni, následně použité v energetickém modelu pro určení povrchových toků (Courault *et al.*, 2005).

#### 4.4.1 Data s nízkým a středním rozlišením

Data s nízkým prostorovým rozlišením dle výše zmíněných kritérií lze v současné době získat z několika senzorů. Přehled je naznačen v tab.č.1. Lze rozlišit data s nízkým rozlišením 1 km a horší, zástupcem středního rozlišení je pouze senzor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Data nízkého rozlišení lze pořídit ve vysokém temporálním rozlišení.

**Tab. č. 1:** Přehled satelitů nízkého a středního rozlišení (zdroj: ESA, NOAA, NASA, 2008)

družice/senzor	perioda	rozlišení	
		R, NIR (m)	TIR(m)
MSG/Seviri	15 min	3000	3000
NOAA/AVHRR	2/den	1100	1100
TERRA/MODIS	2/den	250	1000

#### 4.4.2 Data s vysokým rozlišením

Zástupcem dat vysokého rozlišení jsou pouze družice Landsat a Aster, protože jako jediné pořizují měření i v termální oblasti (základní parametry tab. č. 2.). Zásadním omezením pro použití dat s vysokým rozlišením je perioda 16 dnů (záznam ze stejného území), protože pro podmínky ČR je při tomto intervalu malá pravděpodobnost pořízení bezoblačných snímků, které jsou pro energetické metody stanovení ET nezbytné.

**Tab. č. 2:** Přehled satelitů vysokého rozlišení

(zdroj: NASA, 2008)

družice/senzor	perioda	rozlišení	
		R, NIR (m)	TIR(m)
Landsat 5	16	30	120
Landsat 7	16	30	60
TERRA/ASTER	16	15	90

## 4.5 Analýza a srovnání metod DPZ

V části 4.2 byl nastíněn základní přehled metod a přístupů, jak pomocí dat DPZ lze dosáhnout odhad ET. Tento přehled není vyčerpávající a popisuje pouze hlavní princip jednotlivých skupin algoritmů. Vzhledem ke v úvodu zmíněnému faktu, že pro stanovení ET nelze stanovit jednotnou metodiku globálně, resp. pro všechny možné případy, je volba konkrétního algoritmu pro dané území netriviální. Jednotlivé algoritmy mají i několik různých variant nebo rozšíření, které jsou obvykle ověřené jen pro konkrétní specifické podmínky v daném území. Proto je nezbytné si stanovit podmínky vlastní, na základě jejichž hodnocení lze zvolit optimální přístup pro území ČR.

### 4.5.1 Základní kritéria pro volbu algoritmu

Pro Česko je při výběru nutné zvážit několik faktorů. Prvním je rozsah území, které je poměrně malé. Většina přístupů totiž předpokládá více méně homogenní podmínky pro území, ve kterém chceme odhad ET provést. Toto samozřejmě pro území ČR neplatí, nicméně pokud chceme pracovat na regionální úrovni, částečného zanedbání této podmínky se nevyhneme. Pokud by se jednalo o větší územní celek, např. evropský kontinent, bylo by nutné použít již spíše globálních algoritmů, které tyto měnící se podmínky v území nějakým způsobem zohledňují, anebo provést analýzu po částech, na menších celcích.

Dalším předpokladem je, že pro vybrané území jsou dostupná data, ze kterých bude možné stanovit vstupní parametry. V části 4.4 je základní přehled. Pro regionální měřítko budou postačovat data středního a nižšího rozlišení, které mají zároveň příznivé temporální rozlišení, protože u 16 denního intervalu je velmi malá pravděpodobnost, že bude možné zajistit dostatek bezoblačných scén, ze kterých by bylo možné získat časovou řadu vývoje ET. Bezoblačná scéna je nutnou podmínkou většiny algoritmů, které využívají data z optické části spektra, v opačném případě je nedostupná informace z části oblačného území. Navíc bezoblačné dni se musí právě krýt s dobou, kdy dochází ke snímání daného území. Tato práce má za cíl vytvořit pouze

jednoduchou časovou řadu několika vybraných období vegetační fáze.

Mnohé algoritmy se neobejdou bez dalších meteorologických parametrů, které nelze z dat DPZ odvodit. Takováto data lze získat z měřicích stanic Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ).

#### 4.5.2 Analýza algoritmů

První skupina nejjednodušších metod stanovuje odhady ET pomocí jednoduchých, typicky lineárních závislostí s využitím jiných veličin, např. vegetačních indexů. Tyto závislosti jsou empirické a tudíž odvozené z konkrétních měření. Závislosti jsou charakterizovány pomocí konstant, které jsou proměnlivé v závislosti na území a jeho charakteru. Pro využití těchto metod by proto bylo nezbytné nejprve tyto konstanty stanovit pro rozličné části území ČR a následně získané hodnoty ověřit, zda bylo dosaženo správných odhadů ET. Tyto konstanty pro ČR nejsou zpravidla dostupné. Významným parametrem v rovnici 4.9 je také rozdíl teploty vzduchu a teploty povrchu. Zatímco teplotu povrchu je možné plošně odvodit z družicových měření, u teploty vzduchu jsme odkázaní na pozemní měření pouze na měřicích stanicích a z nich interpolované hodnoty. Interpolace meteorologických měření je následně zdrojem nepřesností, které se také projeví ve výsledném odhadu ET.

Zmíněná nejednoznačnost vztahů mezi vegetačními indexy a ET je důvodem, že také tato skupina metod není považována za zcela vhodnou.

Deterministické metody nabízejí řešení vhodné pro stanovení ET v podmínkách zvoleného území, nicméně data DPZ zde nepředstavují nezbytnou vstupní informaci a obejdou se pouze s využitím jiných dat na různých úrovních zpracování. Jejich nespornou výhodou (díky nezávislosti na datech DPZ) je možnost kontinuálního modelování ET i při oblačných podmínkách. Záměrem je však najít metodu, která by poskytla výsledky s minimálním požadavkem na vstupní doplňková data. Deterministické metody jsou také díky své komplexnosti složité na implementaci, problémem také bývá prostorové rozlišení družicových dat, které je u této skupiny často nedostatečné (Courault *et al.*, 2005).

Asi nejlépe popsanou kategorií metod stanovení ET jsou reziduální metody. Tyto metody jsou často označovány jako grafické, protože k odvození využívají grafy závislostí, ze kterých jsme schopni odvodit potřebnou informaci. Dalším společným znakem je, že pro úspěšné použití obvykle potřebujeme, aby se na snímku, resp. na sledovaném území, vyskytovaly extrémní hodnoty. Jejich princip vychází z energetické bilance povrchu a pro určení se neobejdeme bez informace o povrchové teplotě. Jednotlivé přístupy se liší zejména množstvím vstupních dat, a také dílčími předpoklady v jednotlivých fázích výpočtu, resp. různým způsobem odvození dílčích veličin, který byl naznačen v části 4.2.3. Metoda SEBS je z této

skupiny nejnáročnější na vstupní data. Metody SEBAL a SEBI vycházejí ze stejných předpokladů, ale metoda SEBAL navíc vyžaduje jako vstupní parametr rychlost větru a určuje pouze dva extrémní body. Rychlost větru je časově a zejména prostorově velice variabilní. Norman (1995, cit. in Courault et al., 2005) uvádí, že např. při chybě rozdílu  $T_s - T_a$  1 °C při výšce vegetace kolem 10 m a rychlosti větru 5 ms<sup>-1</sup>, může chyba určení turbulentního toku tepla dosáhnout až 87 Wm<sup>-2</sup> °C<sup>-1</sup>. Při vyšších hodnotách by interpolace rychlostí větru z měření dostupných pouze v měřicích stanicích představovala poměrně závažný zdroj chyb. Základní přehled výhod a nevýhod jednotlivých přístupů je uveden v tab.č. 3 (dle Courault et al., 2005).

Tab. č. 3: Metody stanovení ET (s využitím DPZ)

(zdroj: Courault et al., 2005)

metoda/modely	výhody	nevýhody
zjednodušené metody	operativní v lokálním i regionálním měřítku	prostorová variabilita použitých koeficientů
metody založené na VI ( $k_c$ , NDVI)	operativní, pokud jsou k dispozici pozemní měření	nutná kalibrace pro jednotlivé typy vegetačního pokryvu
grafické metody (SEBAL, S-SEBI)	operativní, nízké náklady, minimální potřeba klimatických dat	Vyžaduje se přítomnost vlhkých a suchých pixelů, empirické závislosti
deterministické metody (SVAT)	odhad parametrů v mezistupni (LAI), možnosti propojení s klimatickými a hydrologickými modely	vyšší nároky na vstupní data

Po úvaze výše popsaného, byl zvolen postup kombinace těchto metod, tak aby nedošlo k porušení základní myšlenky principu stanovení ET. Jako nosný byl zvolen algoritmus S-SEBI. Pro jednotlivé dílčí výpočty byly použity některé vybrané postupy z metod SEBAL a SEBS. Postup je podrobně popsán v následující části.

#### 4.5.3 S-SEBI

Metoda S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index, Roerink et al., 2000) vznikla jako návrh modelu po případové studii na území italského Toskánska s využitím dat z družice Landsat-TM. Metoda je sestavena tak, aby za předpokladu relativně konstantních atmosférických podmínek na daném území bylo možné určit odhady ET pouze s využitím vhodných družicových dat. Další nezbytnou podmínkou je přítomnost dostatečně variabilních hydrologických podmínek na snímku.

Pokud se tyto extrémní stavy na snímku vyskytují, umíme stanovit energetické toky v závislosti na odrazivosti při maximální a minimální teplotě pro suché, resp. vlhké prostředí.

Na základě prostorového rozložení povrchové teploty  $T_s$  pak následně můžeme určit i energetické toky ve zbytku scény. Oproti jiným metodám jsou určovány extrémní teploty pro vlhké a suché podmínky pro různé odrazivosti a nejenom pro jednu konkrétní teplotu pro danou scénu anebo danou třídu povrchu.

S-SEBI určuje energetické toky na povrchu pro jednotlivé pixely, kde musí platit základní rovnice energetické bilance:

$$R_n = G + \lambda E + H \quad (4.11)$$

kde:  $R_n$ .....radiační bilance,  
 $G$ .....tok tepla v půdě,  
 $\lambda E$ .....latentní tok tepla,  
 $H$ .....turbulentní tok tepla,  
 [vše  $\text{W.m}^{-2}$ ].

K tomu, aby bylo možné energetickou bilanci vyčíslit, musíme mít k dispozici bezoblačný snímek zkoumaného území. Nezbytná jsou měření v oblasti viditelného a blízkého IČ záření pro stanovení odrazivosti a vegetačního indexu a měření v tepelném pásmu pro odvození teploty povrchu.

V dalších krocích je potřeba odvodit jednotlivé složky energetické bilance. Jako první je určena radiační bilance povrchu  $R_n$ . Tato bilance představuje rovnovážný stav všech složek záření na rozhraní atmosféry a povrchu. Je tvořena složkou krátkovlnnou a dlouhovlnnou. Obě složky pak dělíme ještě na část dopadající na povrch a na část směřující směrem od povrchu. V dalším kroku se pomocí odvozené empirické závislosti odvodí za použití vegetačních charakteristik (vegetačního indexu) a charakteristik povrchu (odrazivost, teplota) tok tepla v půdě. Další dva členy, turbulentní tok tepla a latentní tok tepla jsou posuzovány společně, jako tzv. evaporační podíl  $\Lambda$ :

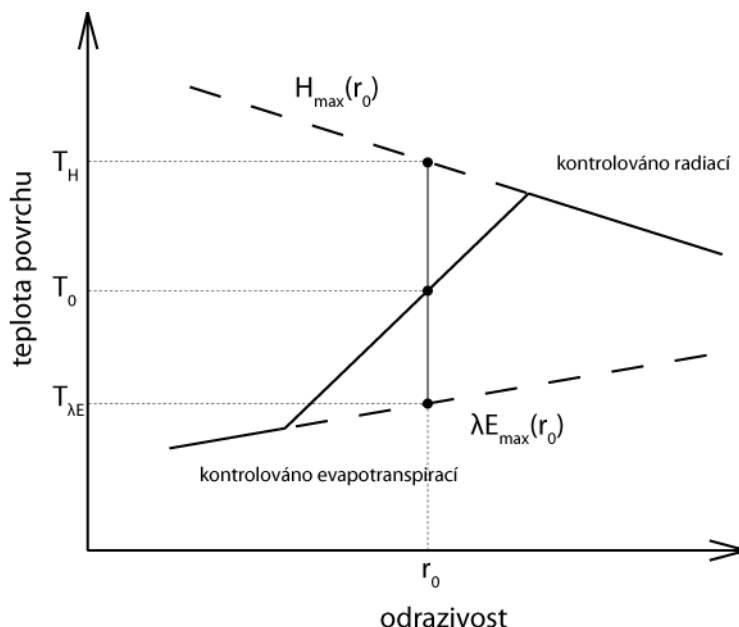
$$\Lambda = \frac{\lambda E}{\lambda E + H} = \frac{\lambda E}{R_n - G} \quad (4.12)$$

kde:  $R_n$ .....radiační bilance,  
 $G$ .....tok tepla v půdě,  
 $\lambda E$ .....latentní tok tepla,  
 $H$ .....turbulentní tok tepla,  
 [vše  $\text{W.m}^{-2}$ ].

Jak dál uvádí *Roerink et al. (2000)*, dříve byla popsána závislost mezi odrazivostí a povrchovou teplotou při předpokladu, že se atmosférické podmínky na tomto území výrazně



nemění. Na základě této závislosti pak můžeme určit další vlastnosti povrchu. Podle obr. č. 3 můžeme závislost mezi odrazivostí a povrchovou teplotou popsat následujícím způsobem.



**Obr. č. 3:** Schéma závislosti mezi odrazivostí a povrchovou teplotou (S-SEBI) (zdroj: Roerink, 2005)

Oblasti s velmi nízkou odrazivostí jsou charakterizovány danou nižší teplotou. Tyto oblasti jsou typicky vodními plochami, vlhkými stanovišti anebo dobře zavlažovanými zemědělskými půdami. Vzhledem k vysokému obsahu vlhkosti v půdě (resp. vody v případě vodní plochy), je veškerá dostupná energie spotřebována na procesy ET. Při nárůstu odrazivosti lze tuto teplotu považovat za konstantní, nebo mírně rostoucí až do okamžiku, kdy s rostoucí odrazivostí začne růst i povrchová teplota. Tento nárůst teploty lze vysvětlit tím, že postupně ubývá půdní vlhkost a spolu s klesající mírou evapotranspirace (v důsledku nedostatku této vlhkosti) dochází zároveň k nárůstu energie spotřebované k ohřátí povrchu, tedy růstu její teploty. Tato fáze je označována jako fáze kontrolovaná evapotranspirací. V určitém okamžiku při dalším nárůstu odrazivosti pak míra turbulentního toku tepla přesáhne míru radiační bilance, která klesá díky rostoucí odrazivosti, až dosáhne druhého zlomového bodu, kdy teplota s dále rostoucí odrazivostí již klesá. To je způsobeno takovým poklesem dostupné vlhkosti, že k evapotranspiraci již dále nedochází. Veškerá energie je sice spotřebována k ohřívání povrchu, nicméně při této vyšší odrazivosti je více energie odraženo a radiační bilance klesá, tudíž klesá i teplota povrchu. Tato část je označována jako fáze kontrolována radiací.

Z družicových dat jsme schopni určit dvě klíčové veličiny popsaného procesu, odrazivost a teplotu povrchu. Pokud jsme dále schopni určit dvě limitní závislosti  $\lambda E_{\max}(r_0)$  a  $H_{\max}(r_0)$  lze

také spočítat evaporační podíl. V případě, kdy veškerá energie je spotřebována k evapotranspiraci platí, že pro  $T_{\lambda E}$  a  $T_H$ , (obě závislé na odrazivosti).

$$\lambda E_{max}(r_0) = R_n - G \quad \text{a} \quad H = 0 \quad (4.13)$$

$$H_{max}(r_0) = R_n - G \quad \text{a} \quad \lambda E = 0 \quad (4.14)$$

Evaporační podíl pak lze psát v tvaru:

$$\Lambda = \frac{T_H - T_0}{T_H - T_{\lambda E}} \quad (4.15)$$

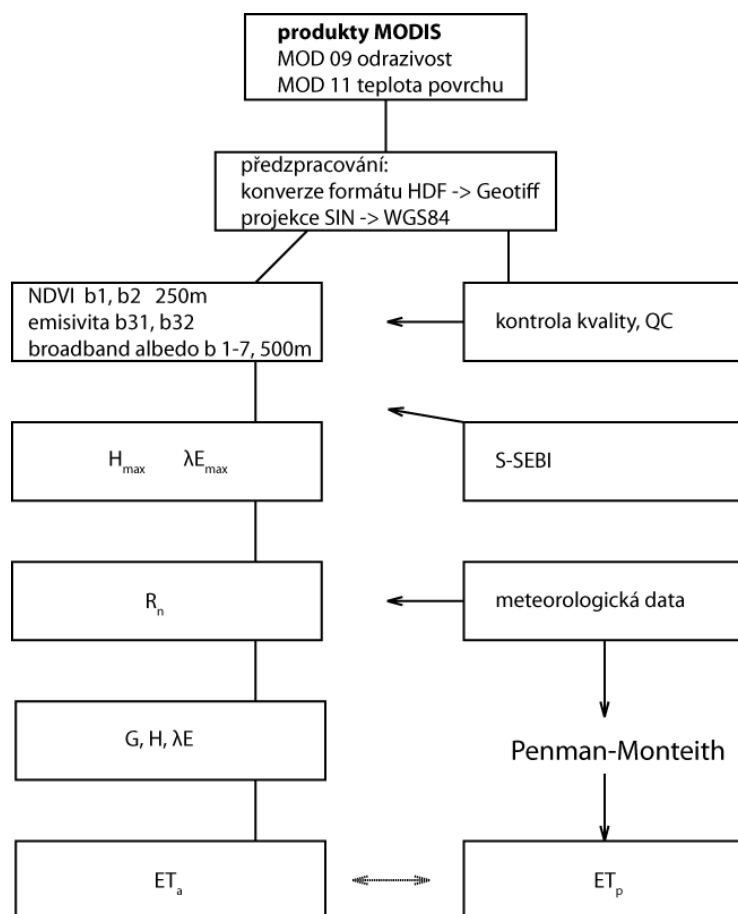
kde:  $T_H$ .....maximální teplota  
 $T_0$ .....teplota pixelu  
 $T_{\lambda E}$ .....minimální teplota.

Když známe evaporační podíl  $\Lambda$ , z rovnice 4.12 pak lehce odvodíme latentní tok tepla charakterizující míru evapotranspirace. Pro případ, že tyto extrémní hodnoty ze snímku určit nelze, je třeba je stanovit pomocí externích zdrojů, například z meteorologických dat.

## KAPITOLA 5

### Stanovení odhadů ET pro území ČR

Tato kapitola popisuje podrobný postup, jakým způsobem byl proveden odhad ET pro území ČR. V první části je nastíněn pracovní postup a jeho jednotlivé kroky. V další části jsou rozebrány dílčí fáze, počínaje popisem použitých dat, jejich předzpracováním a přípravou až po samotnou analýzu. Kapitola je uzavřena přehledem dosažených výsledků včetně výstupů a jejich hodnocením.



Obr. č. 4: Návrh postupu pro stanovení ET

## 5.1 Předzpracování dat

### 5.1.1 Data MODIS

MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), umístěný na družici Terra, tvoří spolu s družicí Aqua dvojici satelitů, které jsou součástí programu EOS (Earth Observing System). Patří mezi družice obíhající na polární dráze, které jsou určené k pozorování a monitorování procesů probíhajících na povrchu, v oceánech a atmosféře. Monitorován je celý povrch Země, každé 1-2 dny. Družice Terra kříží rovník od severu k jihu a družice Aqua v opačném směru. Díky této konstelaci je možné získat až dva snímky téhož území za jeden den.

Senzor pořizuje měření v 36 spektrálních pásmech v rozsahu 0,4 – 14,4  $\mu\text{m}$  s radiometrickou hloubkou 12 bitů. Pásma mají odlišné rozlišení. První dvě v oblasti viditelného a blízkého IČ záření 250 m, dalších 5 pásem 500 m a zbylých 29 pásem je pořizováno s prostorovým rozlišením 1 km. Tyto parametry umožňují s vysokým temporálním rozlišením zaznamenávat dynamické změny prostředí.

Data senzoru MODIS jsou přes webové rozhraní poskytována veřejnosti zdarma. Výběr lze provádět přes EOS Data Gateway, kde lze podle požadovaných parametrů vyhledávat v databázi. Většinou je také k dispozici náhled scény v RGB. Data úrovně Level 1, 2 jsou přímo ke stažení, data na úrovni L 3 a 4 je nutné objednat, posléze jsou k dispozici přes FTP protokol.

Pro tuto práci byla použita data z produktů MOD 09 (Surface Reflectance) a MOD 11 (Land Surface Temperature & Emissivity). Základní přehled použitých produktů je v tab. č. 4.

**Tab. č. 4:** Souhrn použitých produktů MODIS

Název produktu	Zkratka
MODIS/Terra Surface Reflectance Daily L2G Global 250m SIN Grid V005	MOD09GQ
MODIS/Terra Surface Reflectance Daily L2G Global 1km and 500m SIN Grid V005	MOD09GA
MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity 5-Min L2 Swath 1km V005	MOD11_L2
Geolocation Data Set	MOD 03

Data ze sady MOD 09 jsou vypočteny z produktu Level 1B, což jsou kalibrované a polohově určené hodnoty spektrální záře 36 pásem. MOD 09 představují odhad hodnot spektrálních odrazivostí pásem 1-7, které by byly naměřeny na povrchu, kdyby nedocházelo k absorpci a rozptylu v atmosféře. Druhou skupinu tvoří informace z produktu MOD 11, která obsahuje hodnoty teploty zemského povrchu a emisivity v pásmech 31, 32. Sady vždy obsahují také dodatková data pro kontrolu kvality jednotlivých pixelů.

Standardně (pokud se nevyužije služeb následného zpracování přímo při objednání dat) jsou

data distribuována ve formátu HDF-EOS (Hierarchical Data Format – Earth Observing System). Struktura formátu HDF umožňuje efektivní archivaci různých typů záznamů jako body, gridy (mřížky) a pásy s podporou jejich prostorové polohy. Vedle samotných dat, označovaných jako SDSs (Scientific Data Sets) jsou součástí souboru také metadata, rozlišované na globální a lokální.

Produkt odrazivosti MOD 09 úrovně L3 je distribuován jako tzv. grid, se dvěma sadami informací. Část s rozlišením 1 km a hodnotami odrazivosti v pásmech 1-7 s rozlišením 500 m. Součástí je také již zmíněná sada obsahující informaci o kvalitě. Produkt je v sinusoidálním zobrazení a jedna scéna má rozměr 2400 x 2400 pixelů (500 m) resp. 1200 x 1200 pixelů (1 km).

Pro určení teploty povrchu a emisivity byla použita sada MOD 11 (produkt úrovně L2). Veličiny jsou zaznamenávány s rozlišením 1 km ve scéně typu „swath“ s rozměry 2030 x 3154. Použitá pásma jsou v tab. č. 5.

**Tab. č. 5:** Spektrální pásma použitá pro výpočet ET

<b>Produkt/pásma</b>	
<b>Surface Reflectance 250 m (odrazivost)</b>	MOD09GQ
Surface Reflectance Band 1 (620-670 nm)	
Surface Reflectance Band 2 (841-876 nm)	
Reflectance Band Quality	
<b>Surface Reflectance 1 km and 500 m (odrazivost)</b>	MOD09GA
Surface Reflectance Band 1-7 (620-2155 nm)	
500m Reflectance Band Quality	
SolarZenith	
<b>Land Surface Temperature/Emissivity 1 km (teplota povrchu)</b>	MOD11_L2
LST Land Surface Temperature	
Quality control for daytime LST and emissivity	
Emis_31 Band 31 Emissivity	
Emis_32 Band 32 Emissivity	

### ***Konverze z HDF***

HDF je formát, který není běžně podporován v GIS softwarech. V ESRI ArcMAP je možné načíst soubor HDF pouze pomocí specializovaných nástrojových sad (např. Marine Geospatial Ecology Tools). Pro potřeby této práce byl zvolen jiný přístup. Softwarů pro práci s HDF formátem je celá řada (*HDF Group*). Jako vhodný se jevil především nástroj Modis Reprojection Tool (MRT), dostupný z LP DAAC (Land Processes Distributed Active Archive Center). Tento nástroj je však určen pouze pro konverzi produktů úrovně L3, tudíž by bylo

nezbytné použít také nástroj Modis Swath Reprojection Tool (MRT Swath) pro produkt MOD 11. Z tohoto důvodu byl nakonec zvolen nástroj HEG Tool, který integruje obě tyto varianty. MRT byl nakonec využit pouze pro vytvoření mozaiky, protože u produktu MOD 09 se území ČR nacházelo na hranici 4 souborů. Pomocí nástroje HEG Tool lze soubor HDF konvertovat do jiného zobrazení a provést výřez potřebné scény. Zvolena byla geografická projekce WGS84 a vybrán byl výřez zahrnující oblast ČR se souřadnicemi:

UL (horní levý roh)	LAT	51.326825	LON	11.823519
LR (dolní pravý roh)	LAT	48.273712	LON	19.128951

Formát výstupu byl zvolen Geotiff, který lze snadno dále zpracovat v prostředí GIS. Před celým procesem konverze byly HDF soubory analyzovány pomocí softwaru HDF Explorer. Tento jednoduchý nástroj umožňuje prohlížet jednotlivé součásti souboru včetně metadat. Takto byla rámcově kontrolována konverze, zejména jestli nedošlo k nějakému poškození, změně hodnot apod.

Jako modelová byla zvolena časová řada vegetačního období v roce 2007. Sledováno bylo období od dubna do července s měsíčním krokem (tab. č. 6). Červnové období nakonec z řady vypadlo, protože nebyl k dispozici bezoblačný snímek. V ostatních případech se jednalo o zcela jasné dny. V případě dubnového snímku se vyskytlo malé množství oblačnosti v oblasti Ostravska. Na tuto skutečnost bude brán zřetel při vyhodnocení.

**Tab. č. 6:** Časová řada analyzovaných snímků

Datum	Den	Čas pořízení	Oblačnost
12.4.2007	102	10:20	jasno
19.5.2007	139	10:35	jasno
~16.6.2007	-	-	oblačno
17.7.2007	198	10:20	jasno

Konečná fáze přípravy spočívala ve vyhodnocení kvality snímků pomocí pásem označených jako QC (Quality Control). Jedná se o rastr s decimálními čísly, které po převedení do 16bit-ové resp. 32bit-ové (MOD 09) podoby tvoří binární číslo. Takto získané binární číslo lze podle příslušné tabulky vyhodnotit a určit kvalitu jednotlivých pixelů. Popis jednotlivých parametrů kvality lze najít v příslušných uživatelských příručkách pro každý produkt. Za nekvalitní jsou považovány pixely, které jsou označeny jako oblačné a ovlivněné oblačností. Nekvalitní pixely byly vyřazeny a byla vytvořena maska, která byla zahrnuta do výsledného hodnocení. Oblast byla označena z hlediska výsledku za nespolehlivou, resp. bez dostupných dat. Jednalo se především o již zmíněnou oblačnost a silně urbanizované oblasti velkých měst. V průběhu procesu se vyskytl problém s kontrolním pásmem MOD 09. Po načtení byla zjištěna chyba

vstupních hodnot a s rastrem nebylo možné správně pracovat. Alternativní řešení by bylo možné s využitím softwaru ENVI a příslušným doplňujícím modulem. Tento software jsem v době zpracování neměl k dispozici. Jako nouzové řešení jsem použil analýzu současné kontroly pásem kvality obou produktů. Vzhledem k faktu, že chybové pixely byly v obou rastrech téměř shodné (což je vzhledem ke stejné době pořízení pochopitelné), byl pro masku použit pouze kontrolní soubor pro povrchovou teplotu.

### ***NDVI a broadband albedo (širokopásmové albedo)***

Normovaný rozdílový vegetační index (*NDVI*) charakterizující vegetační poměry na povrchu byl získán z prvního a druhého pásma s prostorovým rozlišením 250 m podle vztahu 4.10, kde  $\rho_R$  odpovídá první pásmo a  $\rho_{NIR}$  druhé pásmo.

Určení broadband albeda je v původním návrhu metody S-SEBI (*Roerink, 2000*) odvozeno z dat družice Landsat. Použito je 6 pásem (TM), které měří spektrální odrazivost ve viditelném, blízkém a středním IČ pásmu. Po určení spektrální záře je vypočteno planetární albedo pro každé pásmo a jejich vážený součet představuje širokopásmové planetární albedo. Toto je následně srovnáno s „in situ“ povrchovým měřením albeda. Pomocí vzniklé lineární závislosti je každému pixelu podle odpovídajícího planetárního albeda přiřazeno povrchové albedo.

Zde je nutné poznamenat, že pojmy albedo a odrazivost (albedo, reflectance) jsou poměrně často autory zaměňovány, aniž by byly pojmy jasně definovány. U datových produktů MODIS jsou na úrovni L3 k dispozici 2 sady produktů. Již zmíněná sada MOD 09, představující odrazivosti (reflectance) a druhá sada MOD 43, označovaná také jako „reflectance“, nicméně jednotlivé podtypy jsou dále označené jako BRDF/Albedo. Teoretický dokument k produktu MOD 09 v grafu zpracování uvádí korekci BRDF jako součást algoritmu (*Vermote, Vermeulen 1999*), kde výsledkem je „surface reflectance“, kdežto *Liang (2004)* uvádí zahrnutí BRDF jako mezikrok odvození albeda ze spektrálních odrazivostí.

Jako vstupní parametr do modelů stanovení ET jsou autory používány obě sady produktů, MOD 09 (*např. Xin, 2007*) i MOD 43 (*např. Conrad et al., 2007*). V této práci jsou použité odrazivosti z produktu MOD 09. Produkt MOD 43 je k dispozici pouze jako kompozitní sada intervalu 16 dnů. Pro výpočty je použitelný, protože se předpokládá, že během této doby se veličina mění jen málo.

Broadband albedo celé oblasti krátkovlnného záření je počítáno jako vážený součet pásem 1-5 a 7 s rozlišením 500 m odvozeného *Liang-em (2004)* podle vztahu 5.1 kde  $r_0$  představuje broadband albedo a  $\alpha_1$  až  $\alpha_5$  a  $\alpha_7$  odrazivosti jednotlivých pásem.

$$r_0 = 0,160 \alpha_1 + 0,291 \alpha_2 + 0,243 \alpha_3 + 0,116 \alpha_4 + 0,112 \alpha_5 + 0,085 \alpha_7 \quad (5.1)$$

### ***Emisivita***

Emisivita byla stanovena jako aritmetický průměr emisivity pásma 31 a 32 [-]:

$$\varepsilon_s = \frac{\varepsilon_{31} + \varepsilon_{32}}{2} \quad (5.2)$$

### **5.1.2 Doplnková data**

Pro analýzu a vyhodnocení bylo nutné použít další sadu především meteorologických dat. Data naměřená ve stanicích ČHMÚ byla využita v gridu s velikostí buňky 10 x 10 km. Data pro analýzu v prostředí GIS zahrnovala také část souboru ArcČR 500, např. hranice ČR, základní hydrografie, městské celky, les pro orientaci a DMT. Pro informaci o krajinném pokryvu byl použit produkt CORINE Land Cover 2000 (novější verze z roku 2006 ještě není oficiálně uvolněna).

Pro hodnocení byly použity hodnoty potenciální ET spočítané pro zmíněný grid metodou Penman-Monteith s použitím dostupných meteorologických dat.

## **5.2 Výpočet odhadů ET**

### **5.2.1 Určení $H_{max}$ , $\lambda E_{max}$**

První fáze algoritmu S-SEBI se snaží grafickou metodou stanovit extrémní stavy. Do grafu je vynesena vzájemný vztah mezi odrazivostí a povrchovou teplotou. Ze snímku se posléze určí chladné a vlhké pixely, u kterých je předpokladem, že veškerá dostupná energie je spotřebována na evapotranspiraci a naopak, teplé a suché pixely, charakterizující stav pouze s turbulentní výměnou tepla. Pokud extrémní stavy nejsou na snímku, je nezbytné určit je z externích zdrojů. Autoři metody S-SEBI neuvádějí návod, jakým způsobem lze dané pixely určit. Jako orientační pomůcku lze využít postup popsany v *Allen et al. (2002)*.

Pro chladné a vlhké pixely je typické, že se jedná o oblasti plně zarostlé a dobře zavlažované. Typicky se může jednat např. o zemědělskou plodinu, s albedem kolem 0,2 a LAI 4-6. Případně lze vybrat i vodní plochu, ta však představuje specifický případ. Pixel s vysokou teplotou charakterizující pouze výměnu ve formě turbulentního toku  $H$  může být např. suchá zemědělská půda bez vegetace (LAI 0-0,4). Není doporučeno vybírat nejvyšší hodnoty, ani uměle zastavěné plochy, kde je vztah mezi povrchovou teplotou a teplotou vzduchu odlišný od přirozeného prostředí podobně jako tok tepla v půdě  $G$ . Je nezbytné určit minimálně 2



„teplé“ a 2 „studené“ body, aby bylo možné dopočítat lineární závislost maximálního turbulentního toku  $H_{max}$  a maximálního latentního toku tepla  $\lambda E_{max}$ . Pro výpočet je však vhodné použít více minimálních a maximálních bodů tak, aby byl pokryt celý rozsah albed. Závislosti  $H_{max}$  a  $\lambda E_{max}$  lze spočítat následovně:

$$T_H = a_H + b_H r_0 \quad (5.3)$$

$$T_{\lambda E} = a_{\lambda E} + b_{\lambda E} r_0 \quad (5.4)$$

kde:  $T_H$  a  $r_0$  je teplota „teplého“ pixelu a jeho albedo,

$T_{\lambda E}$  a  $r_0$  je teplota „studeného“ pixelu a jeho albedo.

Poté je možné tyto vztahy dosadit do rovnice 4.15 a vyjádřit evaporační podíl jako:

$$\Lambda = \frac{a_H + b_H r_0 - T_s}{a_H - a_{\lambda E} + (b_H - b_{\lambda E}) r_0} \quad (5.5)$$

### 5.2.2 Určení radiační balance $R_n$

Následně je potřeba stanovit jednotlivé členy energetické balance. Zdrojem energie pro tyto toky je radiační balance, která je výsledkem rozdílu vstupujícího a vystupujícího krátkovlnného a dlouhovlnného záření a lze ji psát ve tvaru:

$$R_n = R_s \downarrow - R_s \uparrow + R_l \downarrow - R_l \uparrow \quad (5.6)$$

kde:  $R_s$  je krátkovlnné záření,

$R_l$  je dlouhovlnné záření,

a šipka symbolizuje směr záření vzhledem k povrchu

Krátkovlnnou složku lze jinak vyjádřit pomocí albeda:

$$R_s \downarrow - R_s \uparrow = (1 - r_0) R_s \downarrow \quad (5.7)$$

Albedo je k dispozici odvozením z družicových dat a dopadající krátkovlnné záření (které se měří pouze ojediněle) lze určit následovným zjednodušeným postupem (Allen et al., 2002):

$$R_s \downarrow = S_0 \cdot \cos \Theta \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (5.8)$$

kde:  $S_0$ .....solární konstanta (1367 W.m<sup>-2</sup>)

$\Theta$ .....zenitový úhel slunce

$d_r$ .....mocnina převrácené hodnoty střední vzdálenosti Země – Slunce

$\tau_{sw}$ .....propustnost atmosféry

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(J D \cdot \frac{2\pi}{365}\right) \quad (5.9)$$

kde: JD.....Juliánský den (pořadové číslo dne v roce)

Propustnost atmosféry  $\tau_{sw}$  můžeme v případě jasného dne přibližně určit v závislosti na nadmořské výšce, jejíž hodnotu určíme z DEM:

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z \quad (5.10)$$

kde: z.....nadmořská výška

Druhou složku rovnice tvoří dlouhovlnné záření, jehož velikost určíme s využitím Stefan-Bolzmana vztahu.

$$R_l \downarrow - R_l \uparrow = \sigma \varepsilon_a T_a^4 - \sigma \varepsilon_s T_s^4 \quad (5.11)$$

kde:  $\sigma$ .....Stefan-Bolzmana konstanta ( $5,669 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ ),  
 $\varepsilon_a$ .....emisivita atmosféry,  
 $\varepsilon_s$ .....emisivita povrchu,  
 $T_a$ .....teplota vzduchu,  
 $T_s$ .....teplota povrchu.

Teplotu povrchu a emisivitu máme k dispozici z dat DPZ, pro teplotu vzduchu použijeme interpolovanou hodnotu z pozemních měření a emisivitu atmosféry lze určit měřením. Měřená emisivita atmosféry také není běžně dostupná, proto byla její hodnota určena přibližně ze vztahu (Campbell, Norman, 1998 cit. in Xin, 2007):

$$\varepsilon_a = 9,2 \cdot 10^{-6} (T_a)^2 \quad (5.12)$$

kde  $T_a$  je teplota vzduchu.

### 5.2.3 Stanovení toku tepla v půdě

Tok tepla v půdě představuje energii, která je transportována do podloží a způsobuje jeho ohřívání. Určení toku tepla v půdě pomocí DPZ je problematické, proto se jeho velikost stanovuje pomocí poměru toku tepla a hodnoty radiační bilance označovaného  $\Gamma$ , u kterého byla odvozena závislost s veličinami měřitelnými pomocí DPZ (Roerink et al., 2000). Výsledný tok tepla v půdě určíme ze vztahu:

$$G = \Gamma R_n \quad (5.13)$$

kde  $R_n$  je radiační bilance a poměr  $\Gamma$  je spočten dle empirického vztahu pomocí teploty povrchu  $T_s$ , albeda  $r_0$  a  $NDVI$ .

$$\Gamma = \frac{T_0 - 273,15}{100r_0} \cdot (0,32r_0 + 0,62r_0^2) \cdot (1 - 0,978 NDVI^4) \quad (5.14)$$

### 5.2.4 Turbulentní a latentní tok tepla

Velikost turbulentního toku tepla mezi povrchem a atmosférou se dopočte ze vztahu 5.15 a latentní tok tepla představující energii spotřebovanou na evapotranspiraci pak ze vztahu 5.16.

$$H = (1 - \Lambda)(R_n - G) \quad (5.15)$$

$$\lambda E = \Lambda(R_n - G) \quad (5.16)$$

Hodnotu aktuální evapotranspirace  $ET_a$  získáme započtením časového intervalu a měrného tepla výparu ( $\lambda = 2,45 \text{ MJ.kg}^{-1}$ ).

$$ET_a = 3600 \frac{\lambda E}{\lambda} \quad (5.17)$$

Přehled odhadnutých hodnot  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$ ,  $\lambda E$  jsou v příloze 2-5.

## 5.3 Výsledky a vyhodnocení

Vstupní předzpracovaná data byla podrobena GIS analýze podle postupu popsaného v části 5.2. Jednotlivé kroky byly provedeny pomocí rastrových operací v softwaru ESRI ArcGIS v9.2. V následující části je provedeno hodnocení dílčích i celkových výsledků.

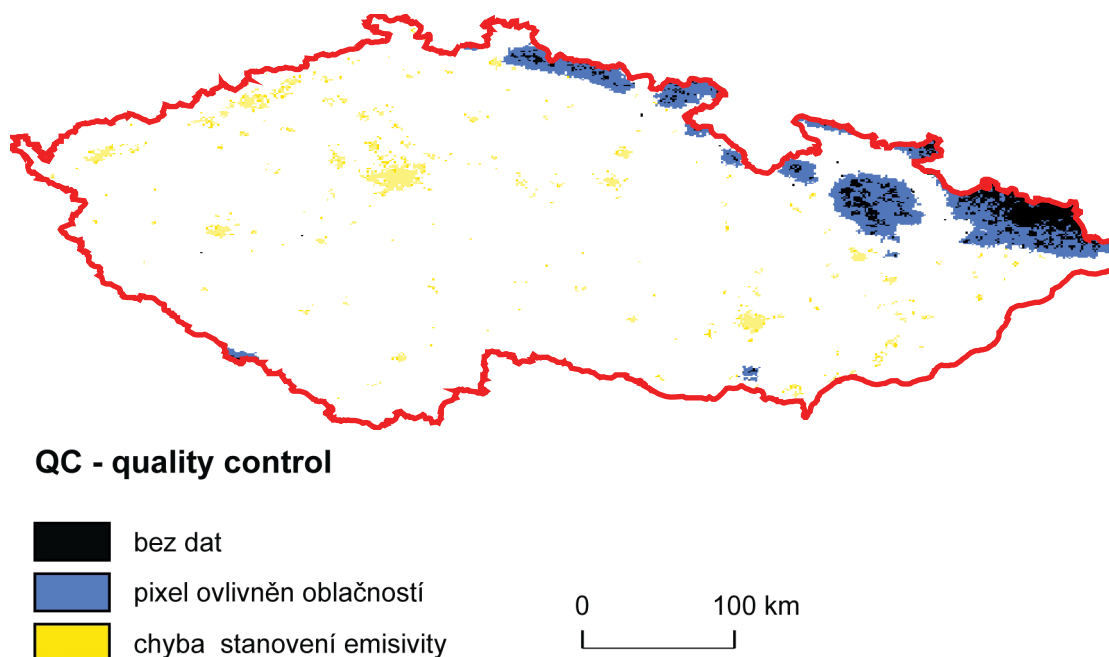
Hodnocení výsledků a výstupů získaných pomocí DPZ je většinou problematické, protože ke srovnání jsou obvykle k dispozici pouze měření „in situ“. Tato měření pak zpravidla vypovídají pouze o situaci v bezprostředním okolí. Evapotranspirace je prostorově i časově velmi proměnlivá, a proto je hodnocení obzvlášť náročné. Navíc pomocí metod DPZ obvykle získáváme údaje o okamžité ET. Pozemní měření se naproti tomu většinou vyhodnocují v delším časovém úseku, např. hodinovém, nebo lépe denním intervalu. Dále se stanovují měsíční a roční úhrny. Pro stanovení sezónní ET pomocí metod DPZ založených na energetické bilanci by bylo potřebné zpracovat delší řadu měření, kde překážku představuje zejména oblačnost. V zeměpisných šířkách ČR nemusí být vždy zaručen bezoblačný snímek, který je zde nezbytnou podmínkou.

Pozemní měření aktuální ET, jak bylo popsáno v kapitole 3, se provádí pouze omezeně. Mnohem častější je případ, kdy máme k dispozici pouze hodnoty potenciální ET, vypočítané z modelů s využitím meteorologických dat. I v případě, že jsou k dispozici přímá měření, jedná se o malý počet stanic a interpolace by byla zcela nevhodná. Validace pro větší území je v tomto případě téměř nemožná.

Většina autorů se pro ověření výsledků opírá o malé množství měření pomocí specializovaných postupů (eddy covariance apod.). Často se však jedná o měření různého charakteru a přesnosti a je obtížné vyhodnotit tyto rozdíly ve výsledcích. Tato měření jsou finančně i vědecky náročná a pro tuto práci nebyla možnost takových měření využít. Jedinou možností bylo využití výpočetního modelu. Data poskytla firma GISAT, s.r.o. Jedná se o vypočítané hodnoty potenciální ET pro tři typy povrchů (půda, vodní plocha, rostlinný pokryv) pro grid s velikostí buňky 10 x 10 km. Pro výpočet byla použita data měřená na stanicích ČHMÚ a potenciální ET je stanovena Penman-Monteithovou metodou.

### 5.3.1 Kvalita družicových snímků MODIS

Přestože se jednalo o bezoblačné dny, nebylo možné ve všech případech využít měření pro celé území. Charakteristiky kvality lze poměrně snadno určit popsáním způsobem v části 5.1.1., s výjimkou zmíněného problému s kontrolním pásmem (QC - Quality Control) pro odrazivosti. V případě snímků z května a srpna se jedná o chyby v jednotlivých, osamocených pixelech

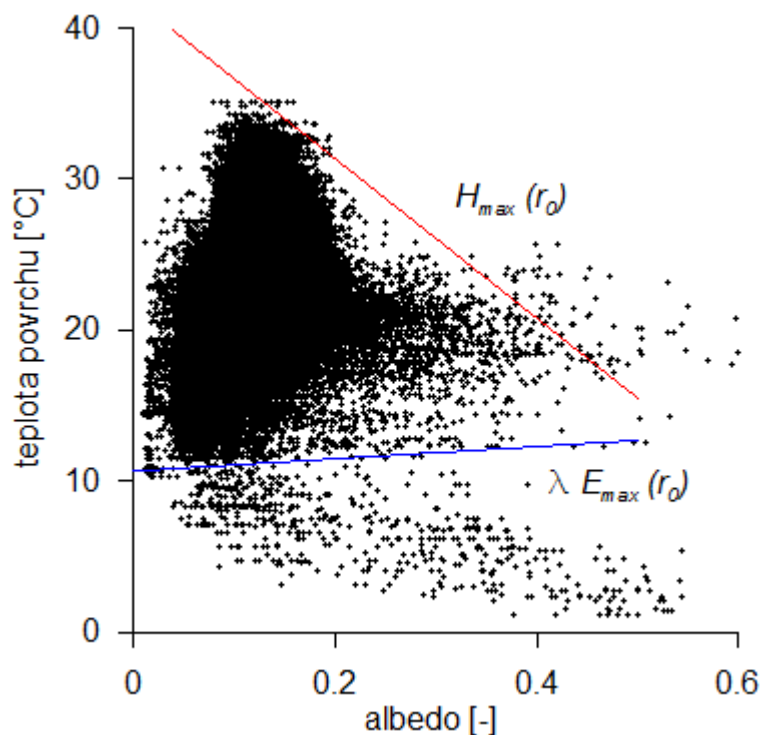


**Obr. č. 5:** Oblasti se sníženou kvalitou dat a výskytem oblačnosti podél severní hranice ČR (12.4.2007)

v minimálním počtu. Tato chyba byla zanedbána. V případě dubnového snímku se v severní části podél hranice vyskytla oblačnost. Tyto pixely vykazovaly dle QC vysokou nespolehlivost v měřené hodnotě a byly vyřazeny z analýzy (obr. č. 5).

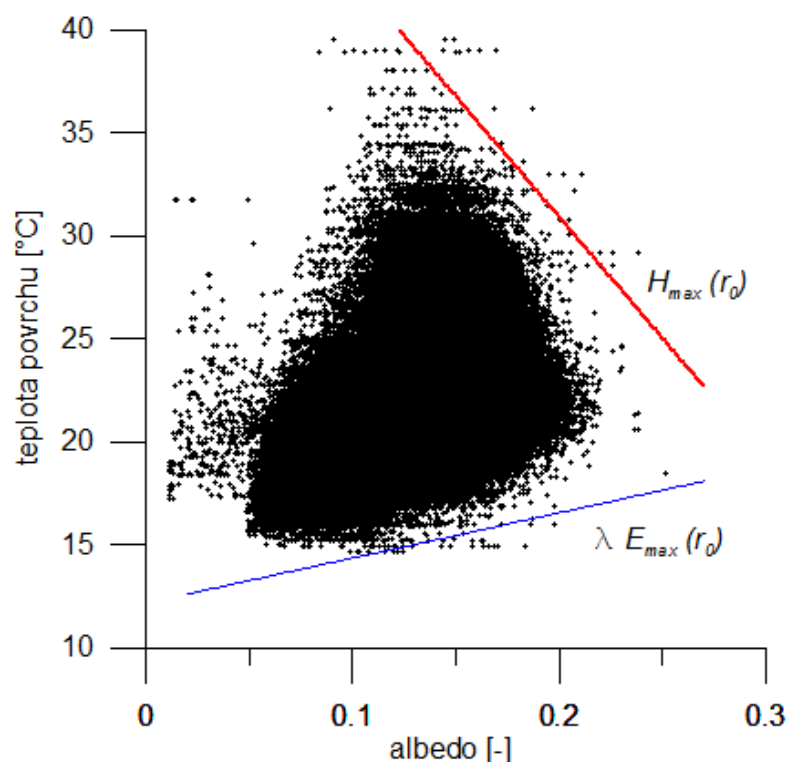
### 5.3.2 Stanovení regresních koeficientů

Proces stanovení extrémních lineárních závislostí je v případě metody S-SEBI klíčový. Je nutné zvážit různé aspekty, které mají vliv na míru ET, resp. turbulentního toku, na základě kterých lze tyto hodnoty ve snímku určit. Právě vhodné stanovení extrémních hodnot uvádějí autoři jako jeden z nejpodstatnějších faktorů celkového výsledku (*Calcagno, 2007*). Pro heterogenní území jako je Česká republika se ukázalo toto stanovení jako značně obtížné. Zejména určení chladných oblastí je problematické, protože pro heterogenní území jsou horské oblasti chladnější a posouvají dolní hranici výrazně níž, než zbytek území. Pro dubnový snímek je dokonce v grafu početná skupina s výrazně nízkou teplotou. Jednoduchou analýzou je možné stanovit polohu těchto pixelů. Jedná se o oblasti vrcholů nejvyšších pohoří, je možné že i se zbytky sněhu (albedo až 0,4 až 0,6). Tyto pixely nebyly do výpočtu zahrnuty (obr. č. 6). Podobným způsobem pixely nad horní hranicí představují většinou zastavěnou plochu (vysoká teplota i albedo). Ty do analýzy není doporučeno zahrnovat, protože nereprezentují standardní podmínky jako ve volné krajině.

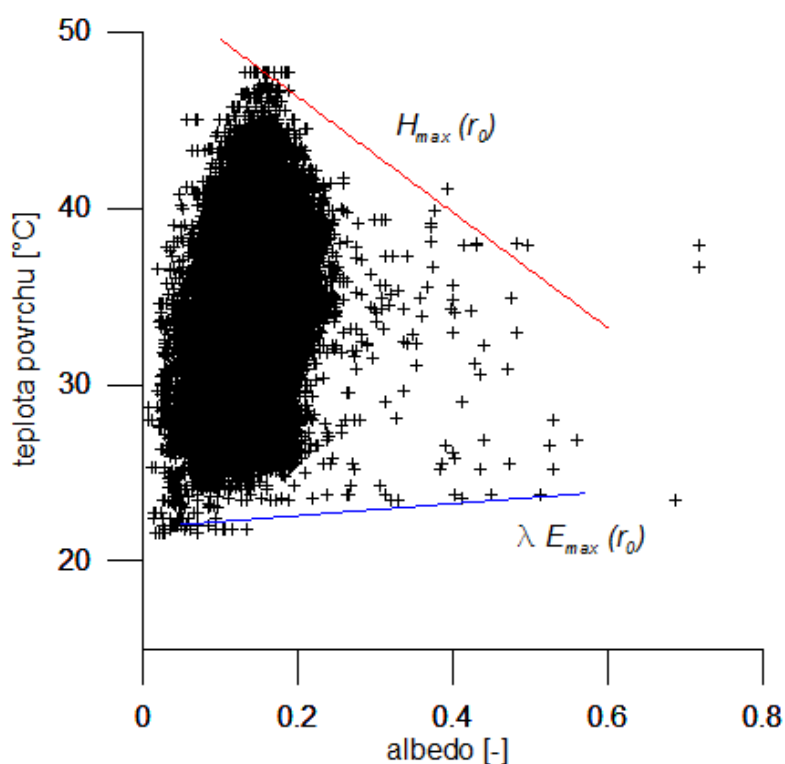


Obr. č. 6: Závislost albeda a povrchové teploty s vykreslenými extrémy  $H_{max}$  a  $\lambda E_{max}$  (JD 102)

Na obrázcích č. 7 a č. 8 jsou grafy závislosti teploty povrchu a albeda pro měsíce květen a červenec. V případě zbylých dvou období se výrazně odlišné skupiny pixelů nevyskytují a byly zahrnuty do analýzy všechny pixely.



Obr. č. 7: Závislost albeda a povrchové teploty s vykreslenými extrémy  $H_{max}$  a  $\lambda E_{max}$  (JD 139)



Obr. č. 8: Závislost albeda a povrchové teploty s vykreslenými extrémy  $H_{max}$  a  $\lambda E_{max}$  (JD 198)

Koeficienty  $a_H$ ,  $b_H$ , a  $a_{\lambda E}$  a  $b_{\lambda E}$  je potřebné určit pro každou scénu a pomocí nich lze stanovit evaporační podíl  $\lambda$ , který určuje, jaký podíl dostupné energie je spotřebován k evapotranspiraci. Přehled stanovených koeficientů je v tab. č. 7.

**Tab. č. 7:** Regresní koeficienty závislosti odrazivosti a teploty povrchu

den	$a_H$	$b_H$	$a_{\lambda E}$	$b_{\lambda E}$
<b>102</b>	41,87	-52,96	10,64	4,07
<b>139</b>	54,41	-117,392	12,19	21,89
<b>198</b>	52,85	-32,71	21,90	3,40

### 5.3.3 Temporální a prostorové charakteristiky ET

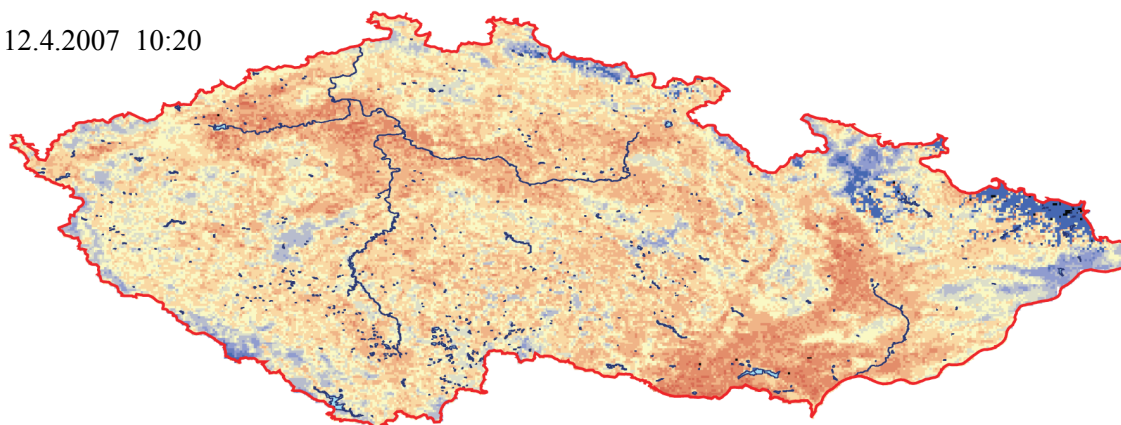
Pomocí modifikované metody S-SEBI byly stanoveny aktuální odhady hodnot ET pro celé území s měsíčním intervalem. Tento vývoj je zachycen na obr. č. 9. V dubnu je míra evapotranspirace poměrně nízká, vyšších hodnot dosahuje pouze v horských oblastech s dostatkem vláhy. Zvlášť vyniká tento kontrast při srovnání s měřením v květnu, kde ET dosahuje výrazně vyšších hodnot. Za standardních podmínek by rozdíl mezi dubnem a květnem neměl být tak výrazný. Důvodem tohoto rozdílu bude s velkou pravděpodobností množství srážek. Dubnové období totiž vykazovalo výrazně nízké srážky, oproti květnovým hodnotám. Voda byla pro vegetaci méně dostupná, což se projevilo na nízké míře ET, patrné zvlášť v polabské nížině. V období dubna je navíc nutné uvažovat nespolehlivost výpočtu v oblasti severovýchodu (viz obr. č. 5). Po květnovém období míra ET opět klesá, kdy s nárůstem dostupné energie zároveň klesá dostupná vláha a tudíž i míra evapotranspirace.

Vysoká míra ET v horských oblastech je pravděpodobně nadhodnocená, protože použitá metoda nezohledňuje např. sklon a orientaci svahů, což má přímý vliv na množství dopadající energie (severní svahy vs. jižní).

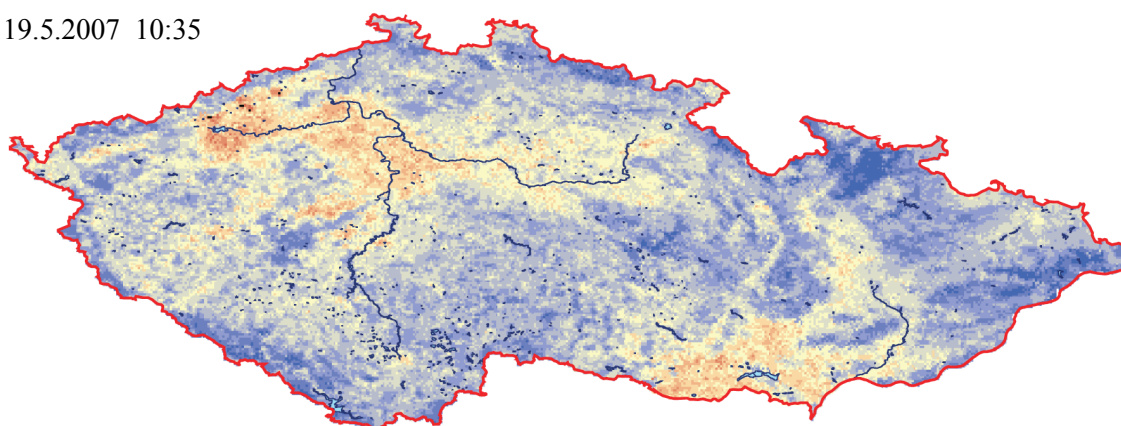
### 5.3.4 Potenciální ET ve sledovaném období

Srovnání dosažených výsledků by bylo nejlépe možné s pozemním měřením aktuální ET. V případě použití družicových dat nízkého nebo středního rozlišení zde však představují také pouze orientační hodnoty, protože naměřená hodnota je typická pouze pro blízké okolí měřicí stanice. Při rozlišení družicových dat řádově jednoho kilometru zaznamenává naměřená hodnota mnohem větší území než okolí stanice a v pixelu se projeví různé typy povrchů, vegetace, holá půda a jejich kombinace apod. Proto by validace měla proběhnout nejlépe pomocí měření

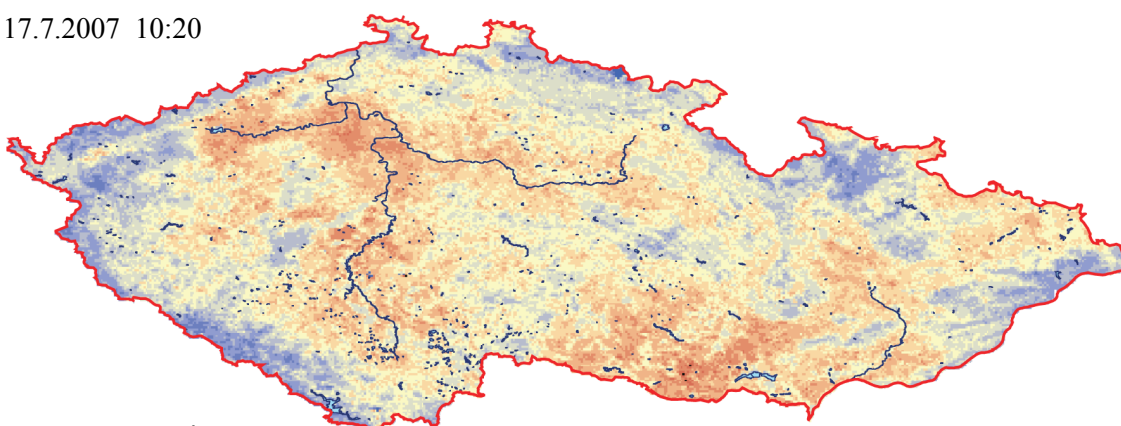
12.4.2007 10:20



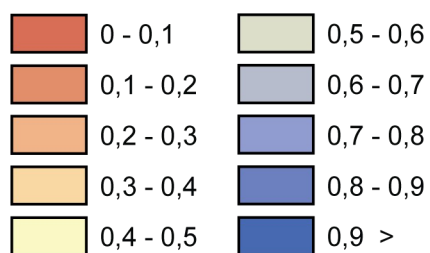
19.5.2007 10:35



17.7.2007 10:20



**ET<sub>a</sub> [mm.h<sup>-1</sup>]**



0 100 km



**Obr. č. 9:** Odhad aktuální evapotranspirace (ET<sub>a</sub>) z modelu S-SEBI



na vybraných homogenních plochách, kde je zaručené, že naměřená hodnota aktuální ET je typická pro širší okolí. Taková měření lze pořídit např. na rozlehlých zemědělských půdách apod. Ke srovnání jsou tedy pouze vypočtené hodnoty potenciální ET, jejíž průběh je podstatně odlišný, díky teoretickému předpokladu neomezené dostupnosti vláhy pro rostliny. Hodnoty potenciální ET spočítané pro typické povrchy (voda, půda, vegetace) jsou obtížně srovnatelné s aktuální ET. Navíc jsou hodnoty počítané pro mřížku řádově 10x větší než rozlišení použitých družicových dat. Proto byl zvolen následující postup vyhodnocení. Pomocí databáze CORINE Land Cover 2000 byly vytipovány oblasti, u kterých byl stanoven předpoklad homogenity území, tak jak to předpokládá výpočetní metoda. Po zvolení vhodných oblastí byla spočítána průměrná hodnota  $ET_a$  z odhadů modelu S-SEBI pro dané území v rozsahu velikosti gridu ve třech sledovaných obdobích a extrapolována na denní hodnotu  $ET_{24}$ . Extrapolace aktuální hodnoty je možná pouze s využitím předpokladu, že evaporační podíl se v průběhu dne výrazně nemění. Posléze lze zjednodušeně určit denní hodnotu podle vztahů (Gowda, 2008):

$$C_{di} = \frac{R_{n24}}{R_n} \quad (5.18)$$

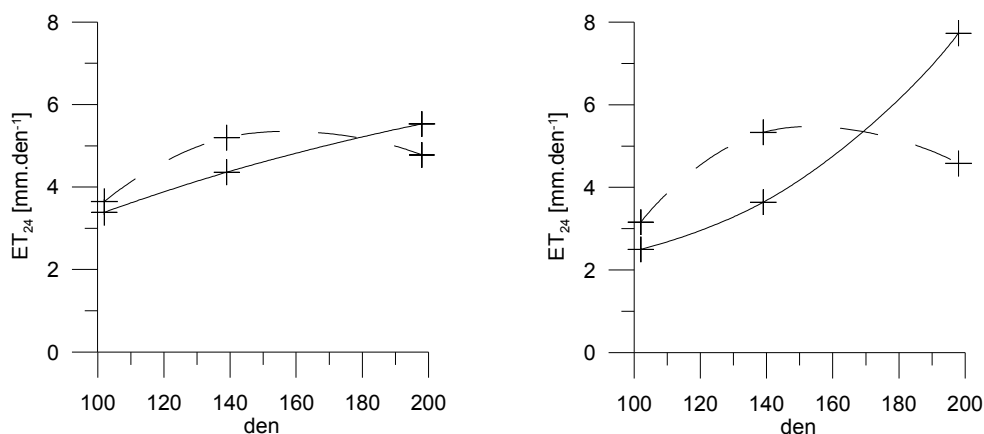
$$ET_{24} = \frac{A \cdot C_{di} \cdot R_n}{\lambda} \quad (5.19)$$

kde:  $C_{di}$ .....poměr denní a aktuální radiační bilance kolem poledne (cca 0,3),  
 (použity pro výpočet : den 102: 0,26, den 139: 0,28, den 198, 0,3)  
 $R_{n24}$ .....denní hodnota radiační bilance,  
 $R_n$ .....aktuální hodnota radiační bilance,  
 $A$ .....evaporační podíl,  
 $\lambda$ .....měrné teplo výparu (2,45 MJkg<sup>-1</sup>).

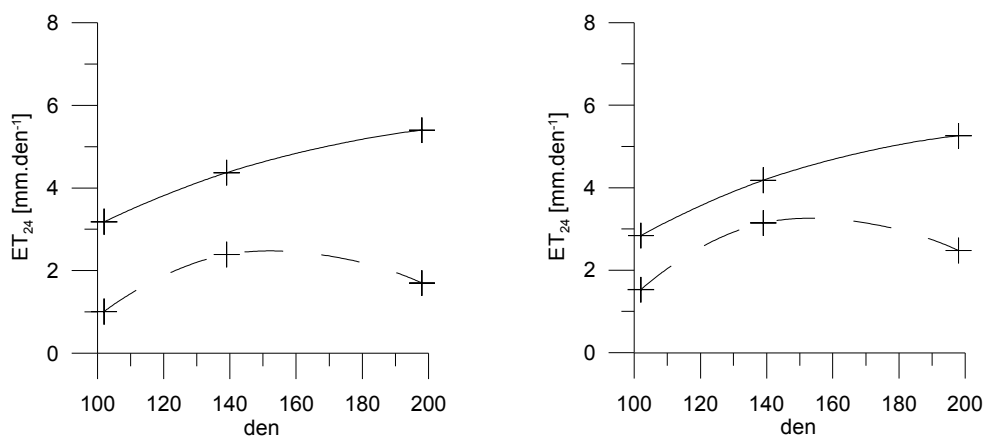
Graficky byl znázorněn průběh časové řady a srovnán s průběhem vypočítaných hodnot potenciální ET. Tento postup naráží zejména na dvě zásadní omezení. Nalezení vhodných gridových polí je nesnadné. Při velikosti 10 x 10 km nelze nalézt grid s větším pokrytím vodní plochou než přibližně 30%. Podobně je obtížné nalézt půdu bez vegetačního povrchu. Oblasti např. na Mostecku jsou antropogenního charakteru a navíc zde dle QC pásem není stanovení povrchové teploty zcela přesné. Z tohoto důvodu mělo smysl provést srovnání pouze pro vypočtenou hodnotu potenciální ET pro povrch s vegetací. Vybrána byla oblast souvislého lesního porostu a zemědělsky využívané půdy ve dvou lokalitách. (Poloha srovnávaných oblastí je v příloze č. 7). Výsledky srovnání jsou v přehledu grafů na obr. č. 10 a 11. Potenciální evapotranspirace by měla být vyšší než ET aktuální, protože předpokládáme ideální podmínky a

dostatek vláhy dostupné rostlinám.

Na grafech na obrázku č. 10 jsou zaznamenány průběhy odhadovaných a vypočítaných hodnot ET pro zvolené lesní plochy. Zvoleno bylo gridové pole, kde les představovala cca 80 % a více. Jak je patrné odhadovaná denní hodnoty evapotranspirace z modelu dosahuje velikosti vypočítané potenciální ET. Naopak na grafech na obr. č. 11 je zaznamenán průběh ET na zemědělské ploše (cca 80% a víc zastoupených zemědělských ploch). Zde je patrné, že odhad metodou S-SEBI je poměrně střízlivý v porovnání s vypočtenou hodnotou. Je patrný i trend vývoje, kdy v letních měsících s narůstajícím množstvím dostupné energie roste i evapotranspirace. Od 140. dne se však projeví ubývající množství vláhy a hodnota aktuální ET začíná klesat a potenciální ET nadále roste. Protože pro 10 km grid nelze najít další typy povrchu (voda, holá půda), nelze vyvodit celkový závěr, nicméně je zjevné, že v případě nížinných oblastí se zemědělskou půdou lze očekávat přiměřené hodnoty ET získané z navrženého modelu. Bylo by potřebné provést podrobnější srovnání s vyšším prostorovým rozlišením.



**Obr. č. 10:** Srovnání průběhu denních hodnot ET odhadnutých z modelu (plnou čarou) a potenciálních, vypočítaných z meteorologických dat (čárkovanou čarou) – pro území s převládajícím lesním porostem



**Obr. č. 11:** Srovnání průběhu denních hodnot ET odhadnutých z modelu (plnou čarou) a potenciálních, vypočítaných z meteorologických dat (čárkovanou čarou) – pro území s převládající zemědělskou plochou

## KAPITOLA 6

### Diskuze a závěr

Evapotranspirace je veličina, kterou lze stanovit pomocí různých metod. Využití DPZ má výhodu především v možnosti monitorování časové a prostorové distribuce ET na relativně velkém území. Nevýhodou je především omezení vyplývající z použití měření v optickém spektru, protože oblačnost jakákoli měření znemožní. Autory byla představena celá řada algoritmů pro stanovení ET, popsanych v kapitole 4. Metody vycházejí především z fyzikálních modelů. Metody, které ET stanovují řešením energetické bilance povrchu, jsou často využívány, protože při splnění některých vybraných podmínek poskytují dobré výsledky (*Courault, 2005, Conrad, 2007, Gowda, 2008*). V této práci byl použit přístup S-SEBI, pomocí kterého nebylo dosaženo přesného odhadu měření ET. (Možné důvody této nepřesnosti jsou diskutovány níže.) Výsledky poskytly pouze částečnou představu o evapotranspiračních procesech v prostředí. Na druhou stranu je tato metoda na rozdíl od podobných energetických metod nenáročná na vstupní data. Přestože je autory uváděno, že meteorologických měření není potřeba, v jednotlivých dílčích částech se jim nelze vyhnout, např. pokud nemáme k dispozici pozemní měření dopadající krátkovlnné radiace. Stanovení energetické bilance je často závislé na určení dílčích toků energie. Ke stanovení těchto toků bývá využíváno mnoha empirických vztahů. Tyto vztahy jsou často použity bez podrobnější diskuze, za jakých podmínek je lze použít. Použití podobných vztahů pak může způsobit nepřesnosti ve výpočtu, které lze jen obtížně identifikovat. Použití metod energetické bilance dosahuje nejlepších výsledků v případech, kdy je splněna podmínka stejných atmosférických podmínek a sledované území je spíše rovinné (*Bastiaansen, 1998, Roerink, 2000*). V případě ČR tento předpoklad neplatí a může způsobit nepřesnosti ve výpočtu. Dalším zdrojem nepřesnosti je zanedbání členitosti reliéfu, zejména sklonu a orientace svahů. Řešení nabízí např. *Allen et al. (2002)* v podobě dodatku pro model SEBAL. Tzv. Mountain Model je rozšířením metody pro oblasti s členitým reliéfem. Tento model je výpočetně náročný a aplikace umožňující tento výpočet je dostupná pouze za úhradu. Nicméně pro analýzu GIS by bylo možné využít funkcí pro výpočet sklonu a orientace z DMT a zohlednit je ve výpočtu dopadajícího záření, který by vedl k přesnějšímu odhadu

energetických toků a následně i ET. Další zpřesnění výpočtu by bylo možné s použitím meteorologických dat místo empirických závislostí, pokud by tato data byla k dispozici a byl by navržen postup vhodné interpolace, aby vstupní data pokrývaly většinu území. Podle výsledků je také patrné, že pro heterogenní území, jako je ČR, by asi bylo výhodnější provést analýzu na dílčích územích, nejlépe zvlášť nížiny a členitý reliéf. Takový postup by určitě zaručil přesnější určení regresních koeficientů, evaporační frakce a také ET. Pro kontrolu by také bylo výhodné provést měření energetických toků v terénu v různých lokalitách. Pokud by měření bylo k dispozici, bylo by možné vyhodnotit jednotlivé dílčí složky energetické bilance a zjistit, ve kterých částech území jsou největší nepřesnosti a následně tyto oblasti zpracovat zvlášť.

Pro tuto práci byl zvolen pouze krátký časový úsek, pro podrobnou validaci by bylo potřebné zpracovat úsek výrazně delší, kdy by bylo možné provést i srovnání mezi jednotlivými roky. Rozsah v řádu let by však vyžadoval částečnou změnu přístupu ve zpracování. V této práci byla analýza provedena v prostředí GIS. Tento postup je realizovatelný pouze pro malý rozsah dat, např. v řádu několika měsíců. Pro delší období by již bylo výhodnější navrhnout výpočetní model, který by časově náročné zpracování rastrových dat alespoň částečně zautomatizoval. (Např. pokud dojde k chybě v určení extrémních teplot, je nutné celý proces výpočtu opakovat, což v případě velkého množství dat může být neúnosné. Právě určování extrémních stavů je autory uváděn jako krok (*Calcagno, 2007*), který vyžaduje značnou praxi a zkušenost při odhadu).

Pro dosažení lepších výsledků lze tedy uvést tato doporučení:

- provést alespoň částečná měření v terénu pro ověření odhadů energetických toků
- při výpočtech zahrnout meteorologická data (za předpokladu, že bude stanoven postup vhodné interpolace )
- zahrnout do modelu rychlosti větru
- navrhnout řešení pro alespoň částečné zautomatizování výpočetního procesu
- pomocí dat naměřených v terénu provést podrobnější validaci odhadovaných hodnot
- analýzu provést postupně na menších územích pro přesnější odhad extrémních stavů

Stanovení odhadů ET z dat DPZ při zlepšení přesnosti by našlo uplatnění v několika oblastech. Při využití dat vysokého rozlišení by bylo možné monitorovat pomocí ET stav zemědělských plodin, především nedostatek vláhy. Na základě měření by bylo možné navrhnout optimální řešení závlah, aby bylo dosaženo vyšších výnosů v zemědělské produkci.

Měření provedená s využitím dat středního (příp. nízkého) rozlišení jsou vhodná spíše pro regionální aplikace zejména v hydrologii. Stanovené odhady ET by byly použitelné jako vstupní parametry do srážko-odtokových modelů pro určení vodní bilance v povodích.

## ***Závěr***

Tato práce měla za cíl zhodnotit současné metody stanovení ET s využitím DPZ. V první části je prezentován základní přehled problematiky stanovení ET tradičními metodami. V dalších částech je podán základní výklad principů metod založených na DPZ, včetně návrhu využití metody S-SEBI pro stanovení ET na území ČR. Je proveden výpočet aktuální ET pro vybrané období roku 2007 a jeho částečné hodnocení pomocí dostupných dat. Přestože metoda nenabídla dostatečně přesné odhady ET, v diskuzi je naznačeno několik možností, jak tato měření zlepšit. Další možností by bylo použití dat s vyšším prostorovým rozlišením (např. Landsat) pro vybrané období a provést podrobnější srovnání, aby byla zaručena homogenita prostředí v místě měření. Jako zvláště vhodná se ukázala data se senzoru MODIS. Tato data lze získat bez úhrady a již v předpřipravené podobě, tudíž není nutné provádět část běžně vyžadovaných kroků zpracování jako např. u snímků družice Landsat (např. atmosférické korekce). Data ze senzoru MODIS jsou navíc k dispozici téměř v reálném čase, což je zvláště výhodné pro případné operační použití a nabízí také vysoké temporální rozlišení.

Pro podrobnější validaci je nezbytné využití měření v terénu a provedení analýzy na rozsáhlejším časovém období.

## SEZNAM ZDROJŮ INFORMACÍ

### Odborné publikace:

ALLEN, R., PEREIRA, L.S., RAES, D., SMITH, M. (1998): Crop Evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. FAO irrigation and drainage paper. Rome.

ALLEN, R., BASTIAANSEN, W.G.M., TASUMI, M., TREZZA, R., WATERS, R. (2002): SEBAL Surface Energy Balance Algorithms for Land. Idaho Implementation Advanced Training and Users Manual. University of Idaho. USA. 98 s.

BASTIAANSEN, W.G.M., MENENTI, M., FEDDES, R.A., HOLTSAG, A.A.M. (1998): A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. 2. Validation. Journal of Hydrology. Volume 212-213: s. 198-229.

BISHT, G. (2004): Estimation of Net Radiation using MODIS Terra Data for clear sky days. [Thesis]. University of Cincinnati. 247. s.

BROM, J., PROCHÁZKA, J. (2007): Srovnání radiační bilance stanovišť na Šumavě jako parametru hodnocení zemědělského hospodaření v horských a podhorských oblastech. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích. Zemědělská fakulta. 56 s.

CALCAGNO, G., MENDECINO, G., MONACELLI, G., SENATORE, A., VERSACE, P. (2007): Distributed estimation of actual evapotranspiration through remote sensing techniques. In: ROSSI, G. et al. (eds.): Methods and Tools for Drought Analysis and Management. Springer. 418 s. Chapter 7, s. 125-147.

- CONRAD, C., DECH, S.W., HAFEEZ, M., LAMERS, J., MARTIUS, C., STRUNZ, G. (2007): Mapping and assessing water use in a Central Asian irrigation system by utilizing MODIS remote sensing products. *Irrigation and Drainage Systems*. Volume 21. Number 3-4: s. 197-218.
- COURAULT, D., SEGUIN, B., OLIOSSO, A. (2005): Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. *Irrigation and Drainage Systems*. Springer. Volume 19: s. 223-249.
- FONTENOT, R.L.(2004): An evaluation of reference evapotranspiration models in Louisiana. [Thesis]. Louisiana State University and A&M College
- GOWDA, P., CHAVEZ, J.L., COLAIZZI, P.D., EVETT, S.R., HOWELL, T.A., TOLK, J.A. (2008): ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrigation Science*. Volume 26: s. 223-237.
- HAIS, M., PECHAROVÁ, E., SVOBODA, I. (2007): Changes in estimated evapotranspiration in consequence of different land use during three time periods: Remote sensing and GIS approach. In: 17. 4. 2007 ČR Most. Ústecký kraj. Most: Ústecký kraj, 2007, s. 6-7.
- HALOUNOVÁ, L., PAVELKA, K. (2005): Dálkový průzkum Země. ČVUT Fakulta stavební. Praha. 192 s.
- HEGGEN, R.J. (ed.) (1996): Hydrology handbook. Manuals and Reports on Engineering Practice No. 28. American Society of Civil Engineers. Chapter 4: s.125-252 s.
- KOHUT, M. (2003): Vybrané metody výpočtu evaporace a evapotranspirace. In: ROŽNOVSKÝ, J., LITSCHMANN, T. (eds.): Seminář „Mikroklima porostů“, Brno. s. 172-186.
- KOPÁČEK, J., BEDNÁŘ, J. (2005): Jak vzniká počasí. Karolinum. Praha. 226 s.
- KUSTAS, W.P., NORMAN, J.M. (1996): Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques*. Volume 41, Issue 4: s. 495-516.

- LIANG, S. (2004): Quantitative Remote Sensing of Land Surfaces. Wiley. New Jersey. 534 s.
- LITSCHMANN, T., ROŽNOVSKÝ, J. (eds.) (2005): Sborník k semináři „Evaporace a evapotranspirace“. Brno. 92 s.
- MACOUNOVÁ, A. (2007): Problematika určení evapotranspirace. [Bakalářská práce.] Praha, Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK.
- MOŽNÝ, M. (2005): Problematika měření evapotranspirace v ČHMÚ.  
In: LITSCHMANN, T., ROŽNOVSKÝ, J. (eds.) (2005): Sborník k semináři „Evaporace a evapotranspirace“. Brno. 92 s.
- NIEMEYER, S., VOGT, J. (2001): Integration of operationally available remote sensing and synoptic data for surface energy balance modelling and environmental applications on the regional scale.  
In: BENISTON, M., VERSTRAETE, M.M. (eds.): Remote Sensing and Climate Modeling: Synergies and Limitations. s. 329-343.
- OHMURA, A., RASCHKE, A. (2005): Energy Budget at the Earth's Surface.  
In: HANTEL, M. (ed.). Observed Global Climate. Vol. 6, Group V: Geophysics. Landolt-Börnstein Numerical and Functional Relationships in Science and Technology. New Series. 10.1-10.28. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- ROERINK, G.J., SU, Z., MENENTI, M. (2000): S-SEBI: A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance. Physics and Chemistry of the Earth (B). Volume 25 (2): s. 147-157.
- TOLASZ, R. et al. (2007): Atlas podnebí ČR. Český hydrometeorologický ústav. Univerzita Palackého. Praha, Olomouc. 255 s.
- TORRES, J.D.S. (2008): Estimation of Evapotranspiration through remote sensing. Comparison between three different resolution sensors at Barrax field, Spain. [Master Thesis]. Lund university Sweden. 89 s.



VERMOTE, E. F., KOTCHENOVA, S. Y.(2008): MOD09 (Surface Reflectance) User's Guide  
[[http://modis-sr.ltdri.org/MAIN\\_SURFACE\\_PRODUCTAND%20USER%20GUIDE/MOD09\\_UserGuide\\_v1\\_2.pdf](http://modis-sr.ltdri.org/MAIN_SURFACE_PRODUCTAND%20USER%20GUIDE/MOD09_UserGuide_v1_2.pdf)]

VERMOTE, E.F., VERMEULEN, A. (1999): Atmospheric correction algorithm: spectral reflectances (MOD09). University of Maryland. Dept of Geography. 107 s.

VYSOUDIL, M. (2004): Meteorologie a klimatologie. Univerzita Palackého v Olomouci. Olomouc. 282 s.

WELIGEPOLAGE, K. (2005): Estimation of Spatial and Temporal Distribution of Evapotranspiration Satellite Remote Sensing. A case study in Hupselse Beek, The Netherlands. [Master Thesis]. International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation. 114 s.

XIN, S. (2007): Regional Evapotranspiration over the Arid Inland Heihe River Basin in Northwest China. [Master Thesis]. International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation

ZHENGMIN, W. (2007): MODIS Land Surface Temperature Products Users' Guide  
[[http://www.ices.ucsb.edu/modis/LstUsrGuide/MODIS\\_LST\\_products\\_Users\\_guide\\_C5.pdf](http://www.ices.ucsb.edu/modis/LstUsrGuide/MODIS_LST_products_Users_guide_C5.pdf)]

### **Internetové zdroje:**

ČHMÚ (Český hydrometeorologický ústav)  
[<http://www.chmu.cz>]

ESA (The European Space Agency)  
[<http://www.esa.int>]

HDF Group  
[<http://hdf.ncsa.uiuc.edu>]

International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation

[<http://www.itc.nl>]

MODIS Web

[<http://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/index.php>]

NASA (National Aeronautics and Space Administration)

[<http://www.nasa.gov>]

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)

[<http://www.noaa.gov>]

Wageningen University

[<http://www.wageningenuniversiteit.nl/UK>]

Water Watch

[<http://www.sebal.nl>]

## SEZNAM PŘÍLOH

**Příloha 1:** Odhady denních hodnot evapotranspirace ( $ET_{24}$ ) z modelu S-SEBI

**Příloha 2:** Odhady radiační bilance ( $R_n$ ) z modelu S-SEBI

**Příloha 3:** Odhady toku tepla v půdě ( $G$ ) z modelu S-SEBI

**Příloha 4:** Odhady turbulentního toku tepla ( $H$ ) z modelu S-SEBI

**Příloha 5:** Odhady latentního toku tepla ( $\lambda E$ ) z modelu S-SEBI

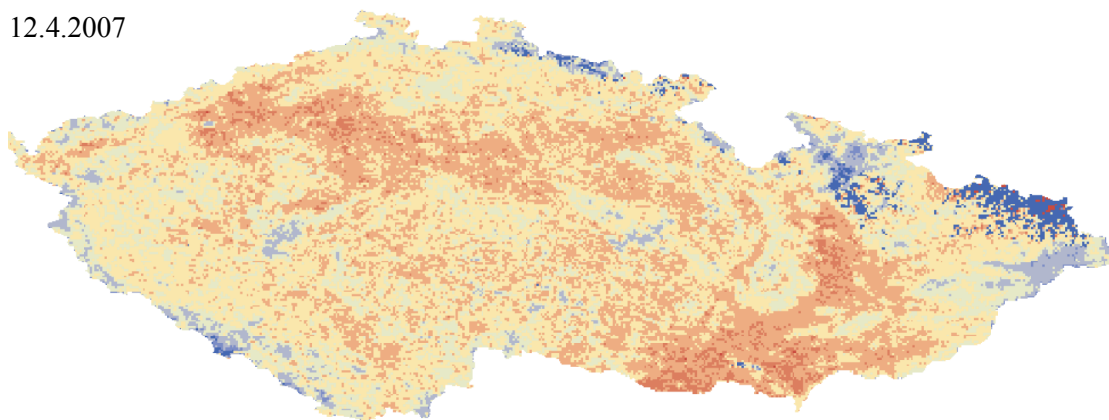
**Příloha 6:** Hodnoty potenciální ET ( $ET_p$ ) vypočítané metodou Penman- Monteith

**Příloha 7:** Oblasti vymezené pro srovnání hodnot  $ET_{24}$  odhadnutých z modelu S-SEBI a hodnot  $ET_p$  vypočítaných z meteorologických dat

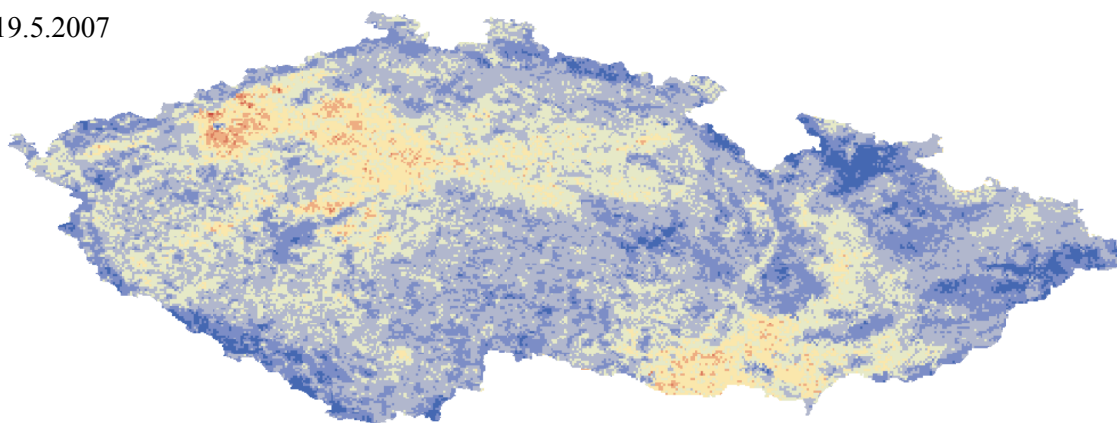
**Příloha 8:** CD s elektronickou verzí práce

**Příloha 1      Odhady denních hodnot evapotranspirace ( $ET_{24}$ ) z modelu S-SEBI**

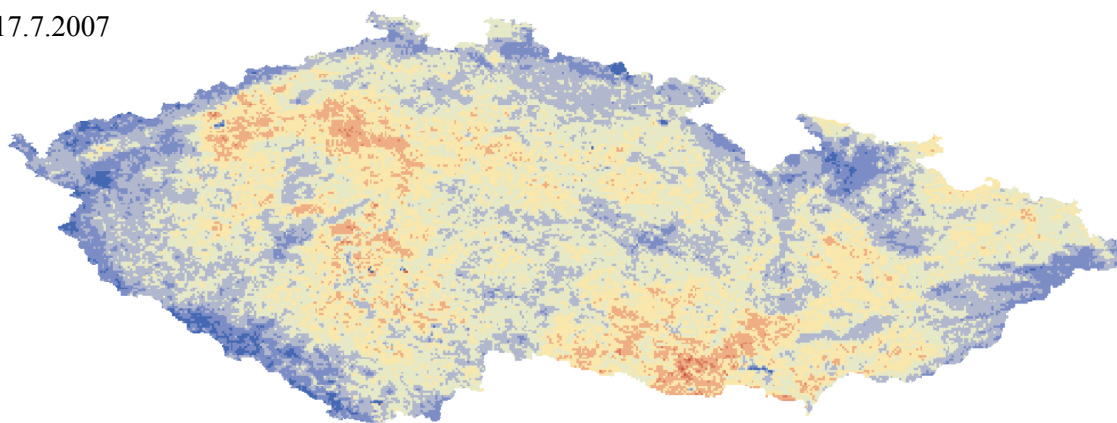
12.4.2007



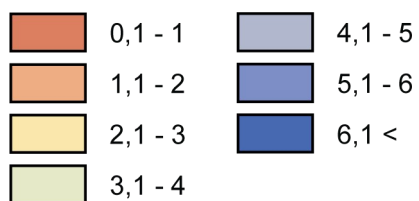
19.5.2007



17.7.2007



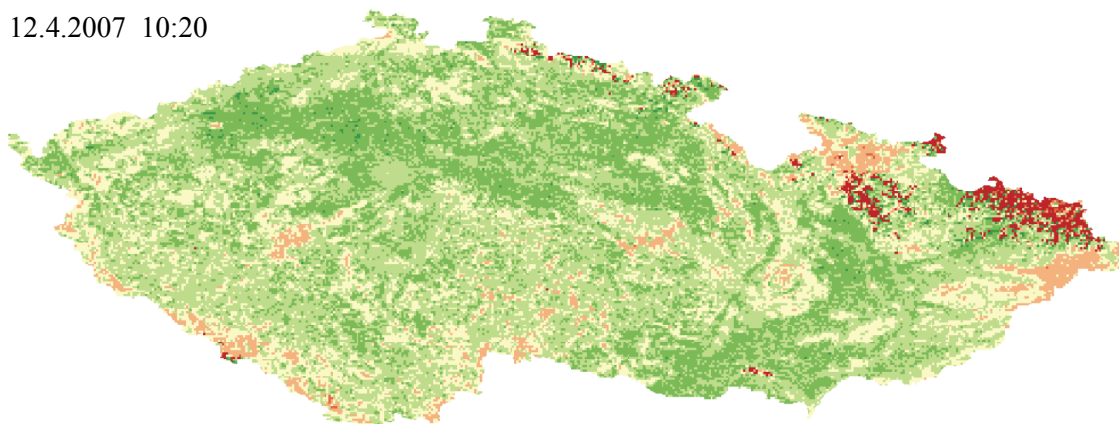
**$ET_{24}$  [mm.den<sup>-1</sup>]**



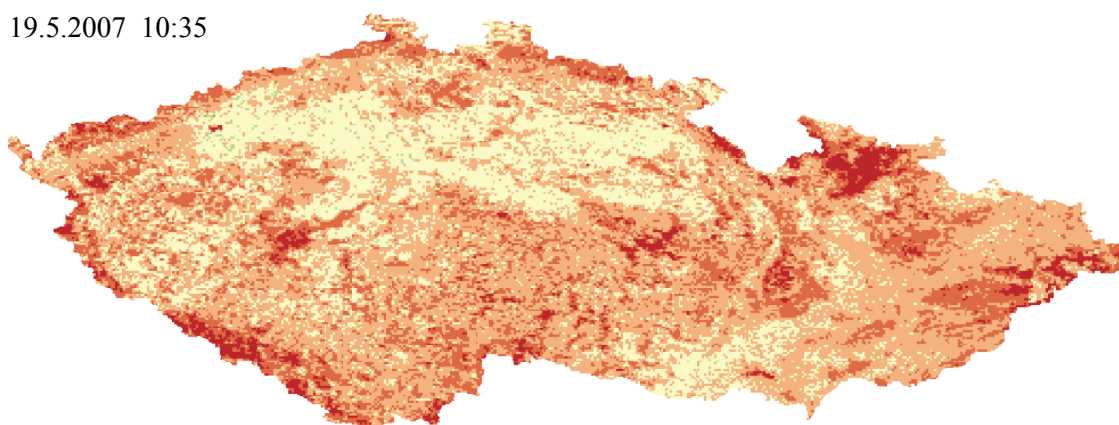
0      100 km  
└──────────┘

## Příloha 2    Odhady radiační bilance ( $R_n$ ) z modelu S-SEBI

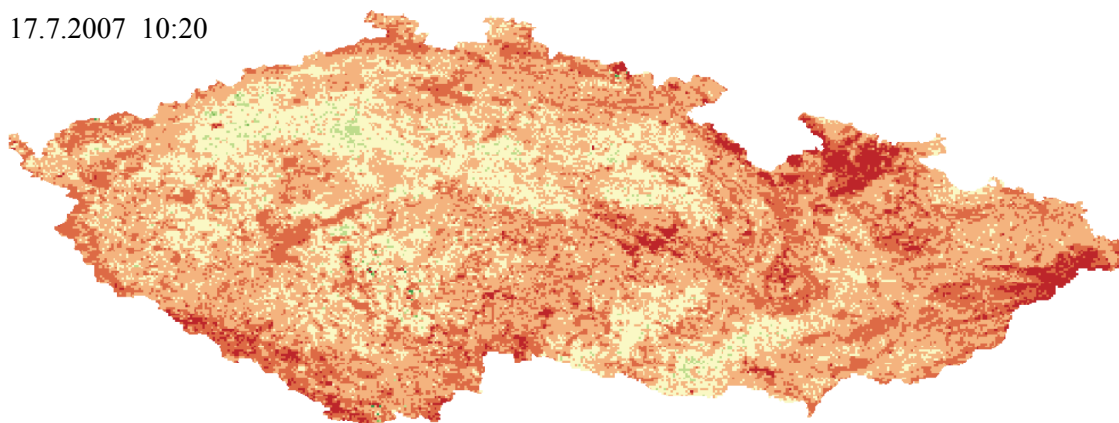
12.4.2007 10:20



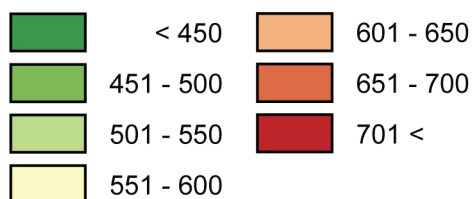
19.5.2007 10:35



17.7.2007 10:20



$R_n$  [W.m<sup>-2</sup>]

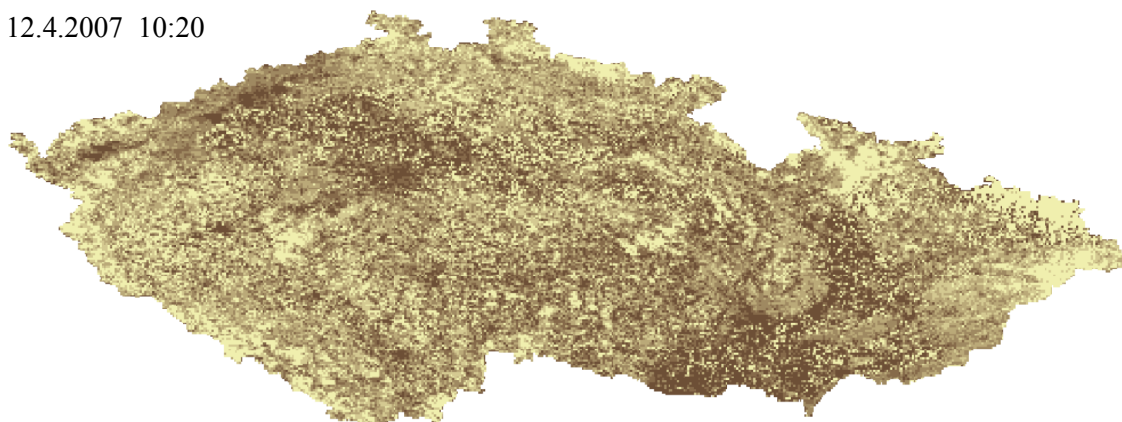


0      100 km

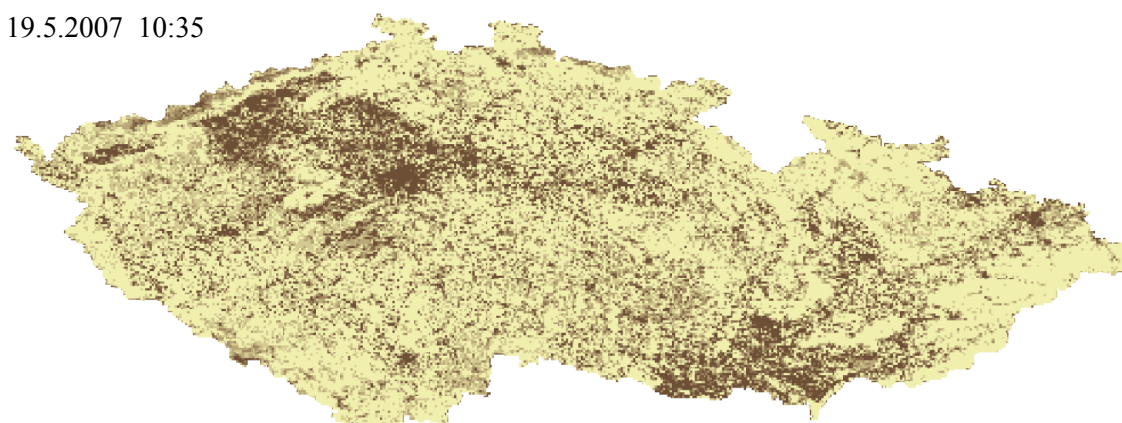


### Příloha 3      Odhady toku tepla v půdě ( $G$ ) z modelu S-SEBI

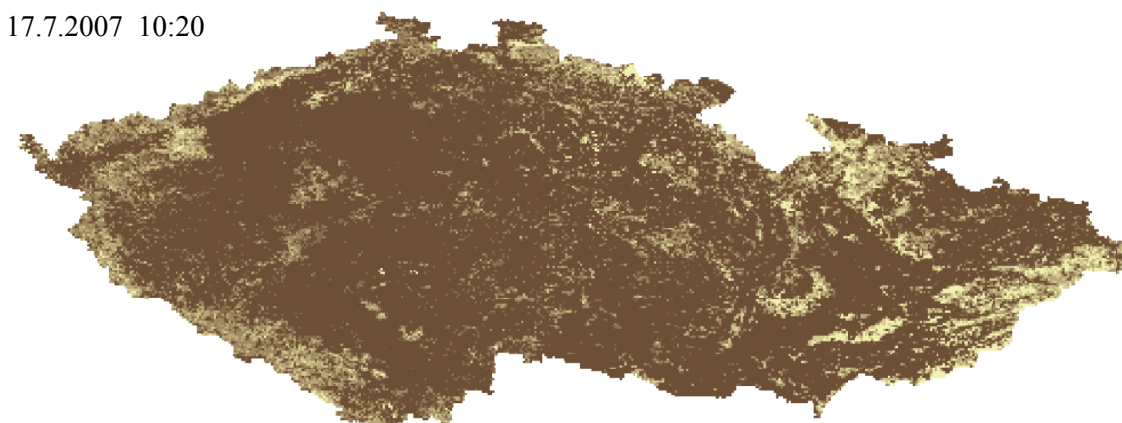
12.4.2007 10:20



19.5.2007 10:35



17.7.2007 10:20



**$G$  [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ]**

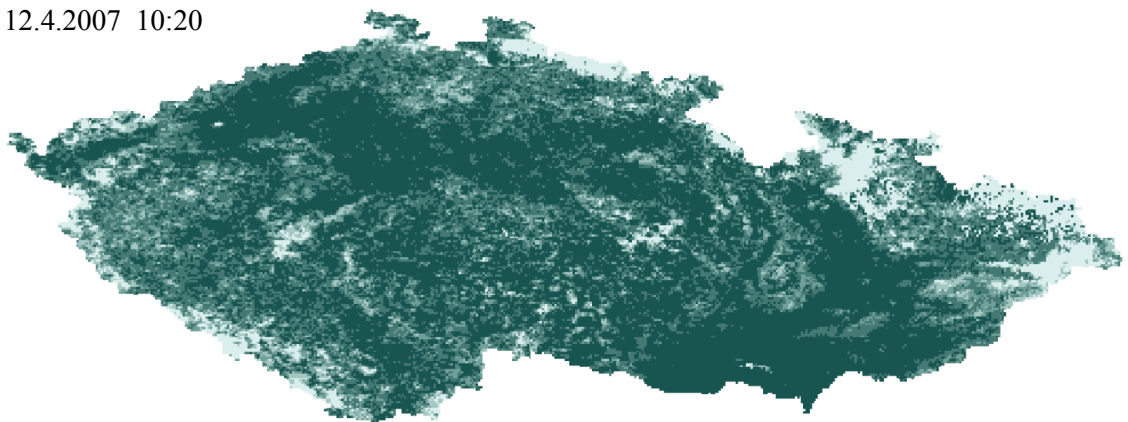


0      100 km  

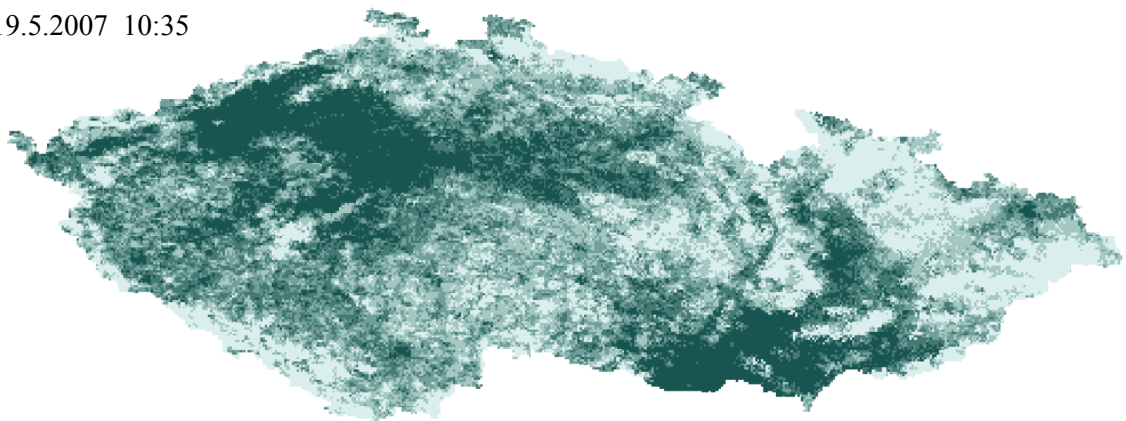



#### Příloha 4      Odhady turbulentního toku tepla ( $H$ ) z modelu S-SEBI

12.4.2007 10:20



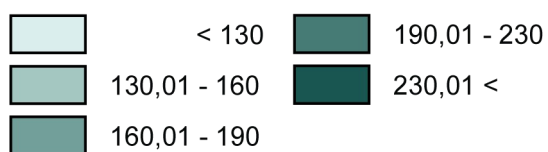
19.5.2007 10:35



17.7.2007 10:20



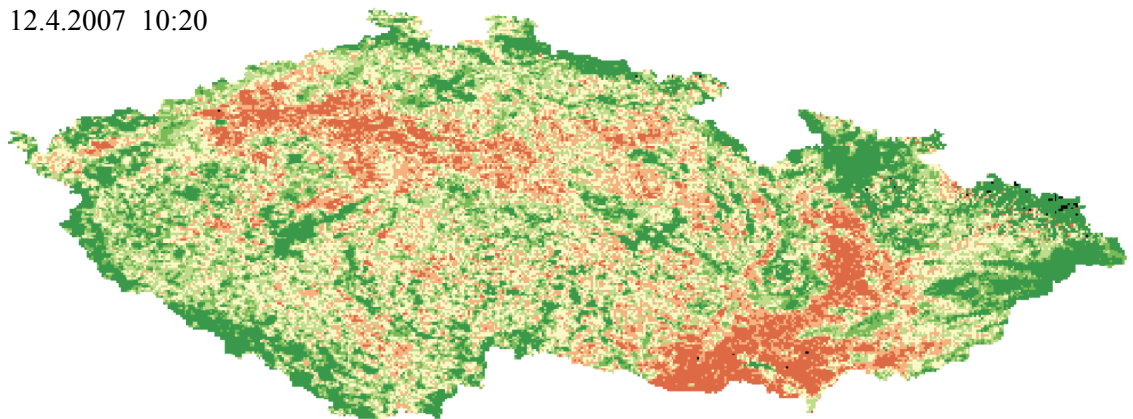
$H$  [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ]



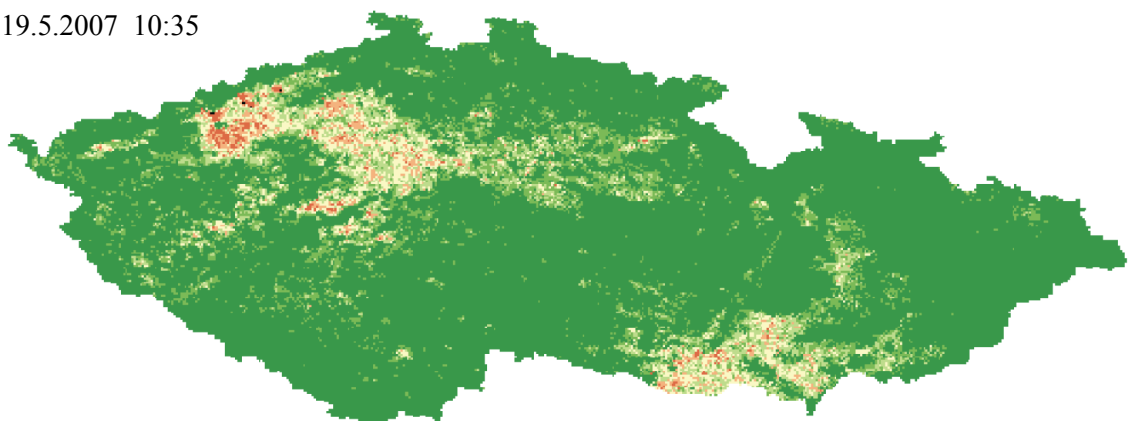
0      100 km  


**Příloha 5      Odhady latentního toku tepla ( $\lambda E$ ) z modelu S-SEBI**

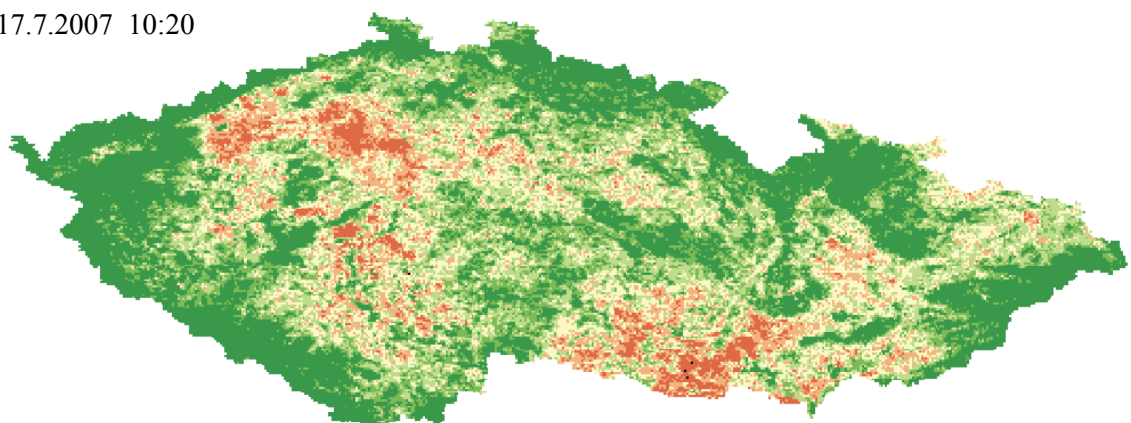
12.4.2007 10:20



19.5.2007 10:35



17.7.2007 10:20



**$\lambda E$  [ $W \cdot m^{-2}$ ]**

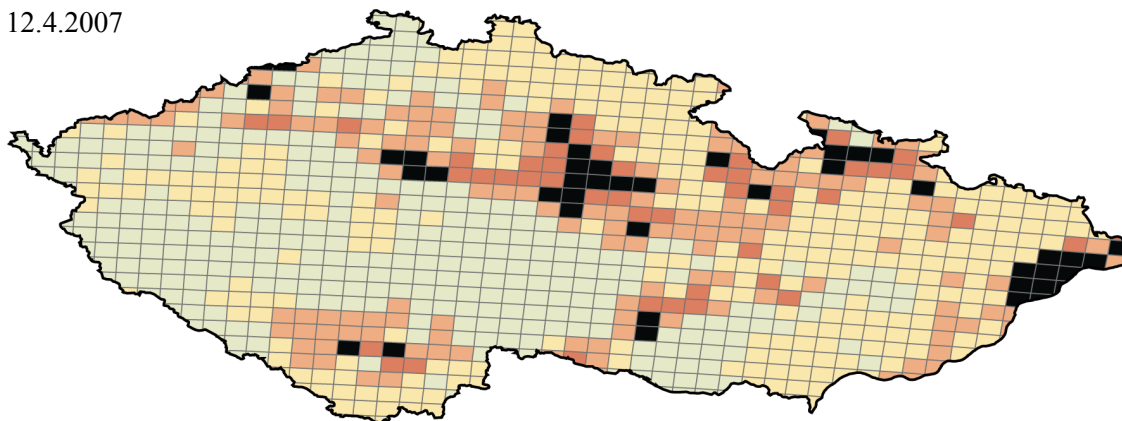


0      100 km  
└──────────┘

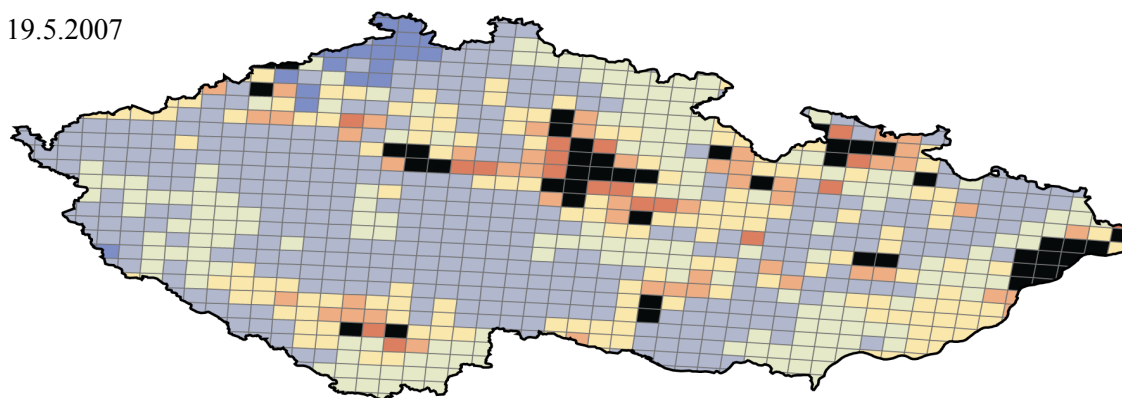


**Příloha 6      Hodnoty potenciální ET ( $ET_p$ ) vypočítané metodou Penman-Monteith**

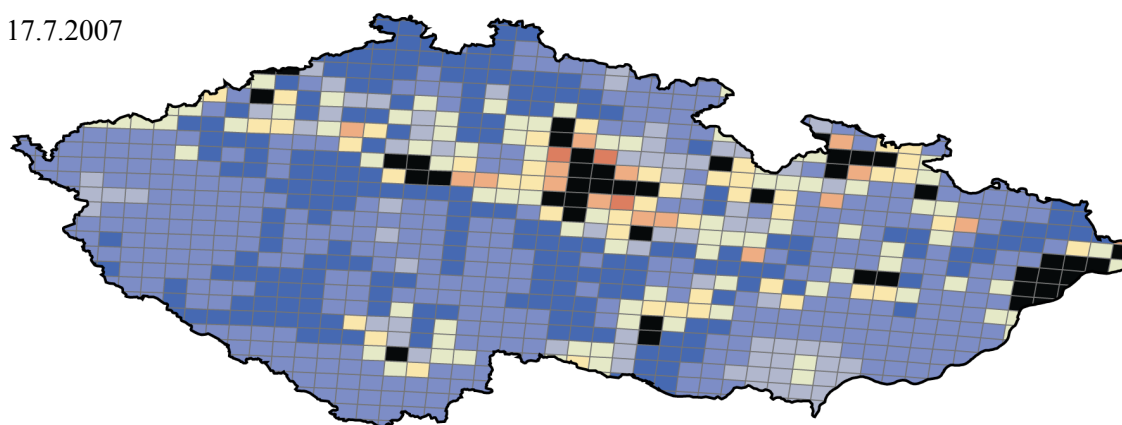
12.4.2007



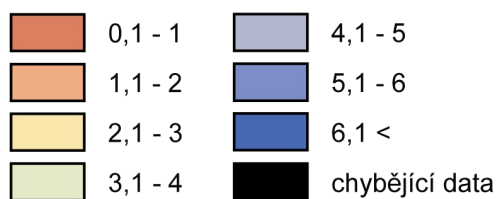
19.5.2007



17.7.2007



**$ET_p$  [mm.den<sup>-1</sup>]**



0      100 km



*zdroj dat: GISAT, s.r.o.*

**Příloha 7** Oblasti vymezené pro srovnání hodnot  $ET_{24}$  odhadnutých z modelu S-SEBI a hodnot  $ET_p$  vypočítaných z meteorologických dat

